30

Sistemas orogénicos: evolución de las montañas plegadas

La pregunta de cuáles son las fuerzas motrices es la última...

Primero debemos conocer exactamente las formas existentes: la morfología es siempre el principio. Después debemos conocer la secuencia temporal de las formas, ordenadas según su origen.

G. F. Von Weizacker (1951).

Naturaleza de los sistemas orogénicos

Como ya se indicó en la página 113, las zonas de la corteza terrestre en las que las estructuras tectónicas —pliegues, fallas, pliegues tumbados y cabalgamiento— indican la existencia de montañas plegadas en épocas geológicas antiguas (sean o no actualmente montañas, mesetas, o llanuras desde el punto de vista morfológico), se llaman sistemas orogénicos (del griego, *oros* = montaña), término introducido en 1890 por Gilbert, famoso geólogo canadiense. La mayoría de las grandes cordilleras continentales actuales, entre las que se encuentran los Alpes y el Himalaya, nacieron durante períodos orogénicos pasados desde el Jurásico a la actualidad. Desde las faldas a los ejes de las principales cordilleras, las complejidades estructurales y el metamorfismo tienden a ser progresivamente más intensos hasta que el clímax se alcanza en las grandes masas de rocas graníticas que forman los núcleos centrales de las cordilleras. Un hecho asombroso es el de que estas rocas graníticas, profundamente enterradas durante la época de cristalización, ahora suelen constituir algunos de los picos más elevados. La explicación de ello es que mientras las partes más elevadas de los sistemas orogénicos ascendentes van siendo eliminadas por denudación o deslizamiento gravitatorio, los núcleos graníticos sólidos siguen elevándose hasta que primero afloran en los valles de los flancos y luego en las propias cumbres. El Everest y algunos de los picos adyacentes del Himalaya (figs. 2.5 y 19.35) y el Monte McKinley de la cordillera de Alaska (fig. 30.1) son ejemplos famosos de este rasgo culminante de la formación de montañas.

Algunas de las estructuras características de las montañas plegadas ya se han ilustrado. Entre ellas se encuentran alternancias de anticlinales y sinclinales más o menos abiertos (figs. 9.12 y 9.13); pliegues isoclinales muy apretados (figs. 9.18 y 23.28); pliegues tumbados (fig. 9.9) y cabalgamientos (figs. 9.32 y 9.33). El bloque cortical hacia el cual o sobre el cual se aplanan las estructuras se llama *antepaís,* y el movimiento es típicamente de alejamiento de un océano adyacente. Los ejes de las estructuras dominantes de una cordillera de montañas plegadas (como los que pueden verse en mapas a pequeñas escalas) suelen ser más o menos paralelos a la dirección de las cordilleras, pero la cartografía detallada de estructuras de escala menor (representadas en mapas a gran escala) con frecuencia ponen de manifiesto amplias desviaciones de la dirección dominante. Esta complejidad es consecuencia del hecho de que las estructuras de un sistema orogénico no se producen en una única deformación, sino que representan los efectos acumulados en el transcurso de una larga serie de acontecimientos tectónicos. En particular, la dirección principal de los sistemas orogénicos está típicamente interceptada por pliegues cruzados cuya dirección forma ángulos grandes con la dirección principal, muchas veces de 90°. Por ejemplo, en los Highlands de Escocia, los princi-

Figura 30.1. Parte de la cordillera de Alaska, de 1000 km de longitud, mirando al sudoeste, en que se ve la excepcional altura alcanzada por el monte McKinley (6187 m) que, como el Mont Blanc en los Alpes, se encuentra en medio de una gran curvatura de la cordillera donde ésta tiene 100 km de anchura. Las montañas de primer término y las de la derecha, detrás del río, tienen alturas de entre 1500 y 2500 m y están constituidas por lavas, pizarras y grauvacas triásicas y cretácicas. Las arenas y graves terciarias, apretadamente plegadas, están truncadas por la llanura de 600 m que se ve a lo lejos *(Bradford Washburn)*.

pales pliegues de la orogénesis caledoniana siguen una dirección hacia el nordeste y están interceptados por pliegues cruzados de dirección más o menos noroeste. En los Alpes suizos los principales pliegues de la orogénesis alpina tienen una dirección nordeste, y están cortados por pliegues cruzados que se orientan aproximadamente al noroeste.

Los movimientos en las direcciones principal y de pliegue cruzado pueden alternar, y pliegues de ejes paralelos a una de ambas direcciones pueden resultar plegados según los ejes de la otra dirección. Tales pliegues plegados pueden dar lugar a complejos patrones de afloramiento que, como se ilustra en la figura 30.2, pueden tener una disposición en puntas o en anillos, y en cualquier caso hay una cierta simetría bilateral. La dirección de los ejes de los pliegues más antiguos es paralela a una línea que une las puntas, mientras que el segundo eje de los pliegues es paralelo al eje de simetría bilateral. Las figuras 7.13 y 30.3 indican la posición y direcciones principales de los sistemas orogénicos de Europa y América, y la figura 30.4 ilustra las partes que afloran del sistema orogénico herciniano de Europa.

Geosinclinales

Muchos sistemas orogénicos, como el caledoniano de Gran Bretaña, Escandinavia y Groenlandia, y el alpino terciario, se originaron como depresiones conocidas como geosinclinales, en las cuales los sedimentos acumulados tenían un espesor extraordinario comparado con el de los contemporáneos acumulados en la plataforma o escudo adyacente. No hace mucho se creía que todos los sistemas orogénicos empezaron así, pero la constatación de que hay fajas plegadas jóvenes, como las de los arcos de islas, que se están ele-

vando y tienen relación con zonas de subducción ha hecho dudar de que en todos los casos hayan existido geosinclinales precursores de la orogenia.

El concepto de geosinclinal surgió en los Apalaches. En 1859, James Hall, a consecuencia de su trabajo sobre la estratigrafía y estructura de los Apalaches septentrionales, reportó su descubrimiento de que los sedimentos paleozoicos plegados de aquellas sierras son tipos marinos de agua somera que alcanzan un espesor de más de 12 km y son entre 10 y 20 veces más potentes que los estratos no plegados contemporáneos suyos de las tierras bajas interiores situadas más al oeste.

La acumulación de una serie tan gruesa de areniscas, pizarras y calizas implica claramente que el fondo subyacente de rocas más antiguas debe haber sufrido un hundimiento del mismo orden de magnitud. Evidentemente, a las montañas las precedieron largos períodos de arqueamiento hacia abajo durante los cuales la sedimentación iba más o menos emparejada con el hundimiento de la corteza. En 1873 Dana dio el nombre de *geosinclinales* a tales fajas alargadas de subsidencia y sedimentación persistentes durante largo tiempo.

Siguiendo una clasificación confeccionada por Stille, suelen llamarse *eugeosinclinales* los geosinclinales caracterizados por actividad volcánica intermitente contemporánea al tiempo de relleno sedimentario, y *miogeosinclinales* los desprovistos de productos volcánicos. Los prefijos griegos *eu* y *mio* pretenden indicar un estado relativo alto o bajo desde el punto de vista ígneo o de movilidad. Tal como lo representa la figura 30.5, ambas clases tienden a ser adyacentes una a la otra, con el miogeosinclinal más cerca del antepaís o tierra estable y el eugeosinclinal más lejos.

Se han hecho intentos de correlacionar ciertos conjuntos de sedimentos con cada una de ambas clases de geosinclinales. Los sedimentos típicos de la clase «eu» son pizarras oscuras y areniscas mal seleccionadas (grauvacas), a menudo con estratificación gradada, que se interpretan como depósitos de corrientes de turbidez. Los sedimentos de la clase «mio» incluyen típicamente areniscas bien clasificadas por tamaños, a menudo en forma de cuarcitas blancas o de colores claros, y calizas, algunas de las cuales pueden ser dolomíticas. Aquí hay que definir otros dos términos, ambos originados en Suiza pero actualmente usados en todo el mundo, aunque no siempre con su significado original. Trümpy (1960) ha dado una clara descripción del significado que tienen estos términos en Suiza. Para decirlo brevemente, el *flysch* es un

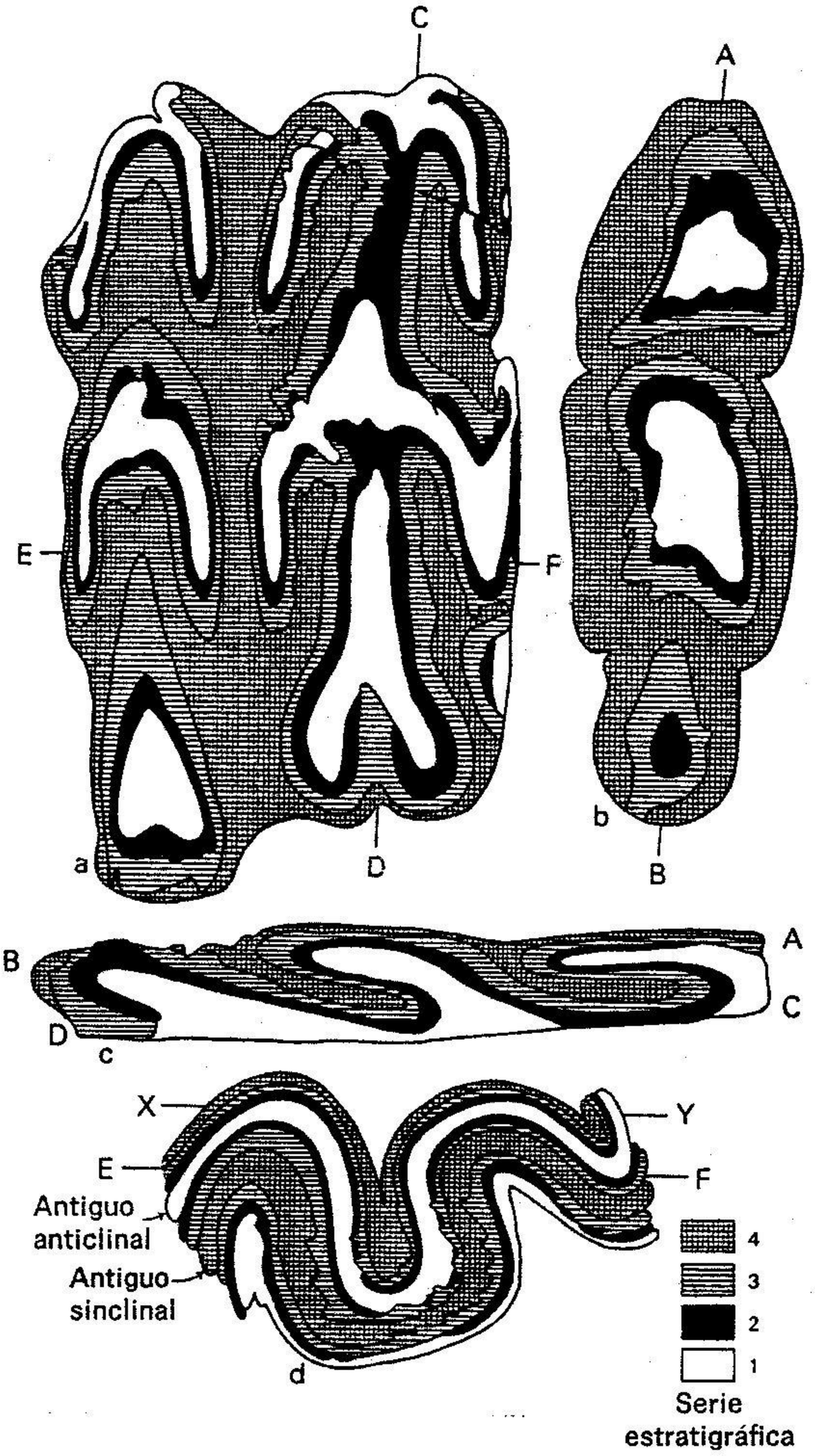


Figura 30.2. Modelo de plastilina de pliegues plegados que muestra los modelos de afloramientos en punta y concéntrico. E-F es la dirección axial del primer plegamiento, y C-D (o A-B) el del segundo plegamiento. (a) y (b) Afloramientos superficiales después de cortar horizontalmente el modelo para representar la denudación, (a) a un nivel inferior que (b).
(c) Corte de los pliegues primeros perpendicular a su eje de pliegue E-F antes de cortar la parte alta del modelo. A-B y C-D representan los niveles a los cuales se cortaron respectivamente (b) y (a).
(d) Corte de los pliegues segundos perpendicular a su eje de pliegue. A-B (o C-D), antes de cortar la parte alta del modelo. X-Y y E-F representan los niveles a los cuales se cortaron respectivamente (b) y (a) (*D. Reynolds y A. Holmes,* 1954).

depósito marino de tipo geosinclinal depositado en fosas marinas alargadas separadas, en especial en la región helvética, constituido por una alternancia de arenisca y pizarra micácea. Sin embargo, difiere de los depósitos geosinclinales más antiguos «eu» y «mio» en que suele presentar la influencia de interferencia tectónica. Típicamente, la deposición de flysch empezó con los pri-

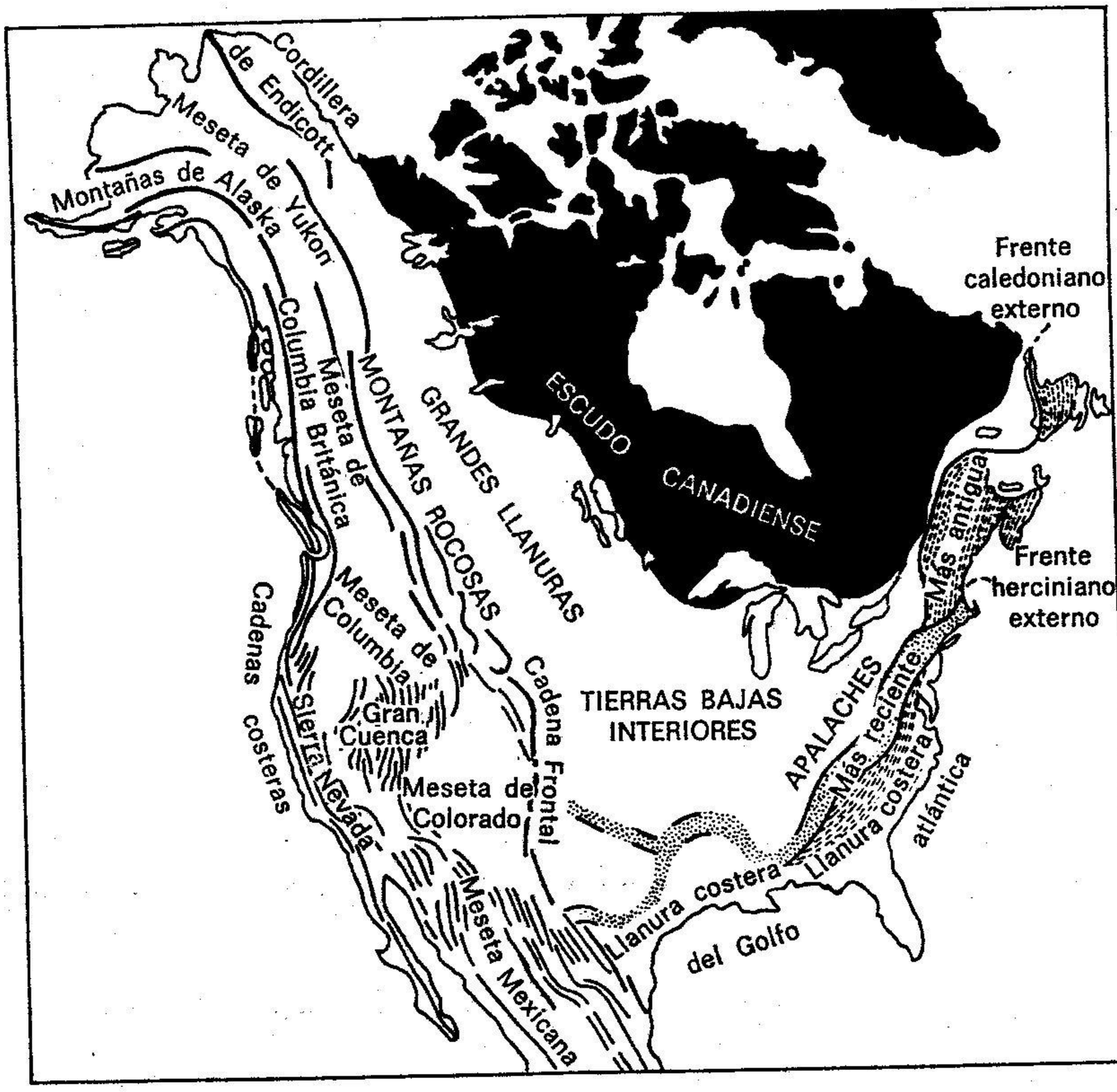


Figura 30.3. Mapa tectónico de Norteamérica.

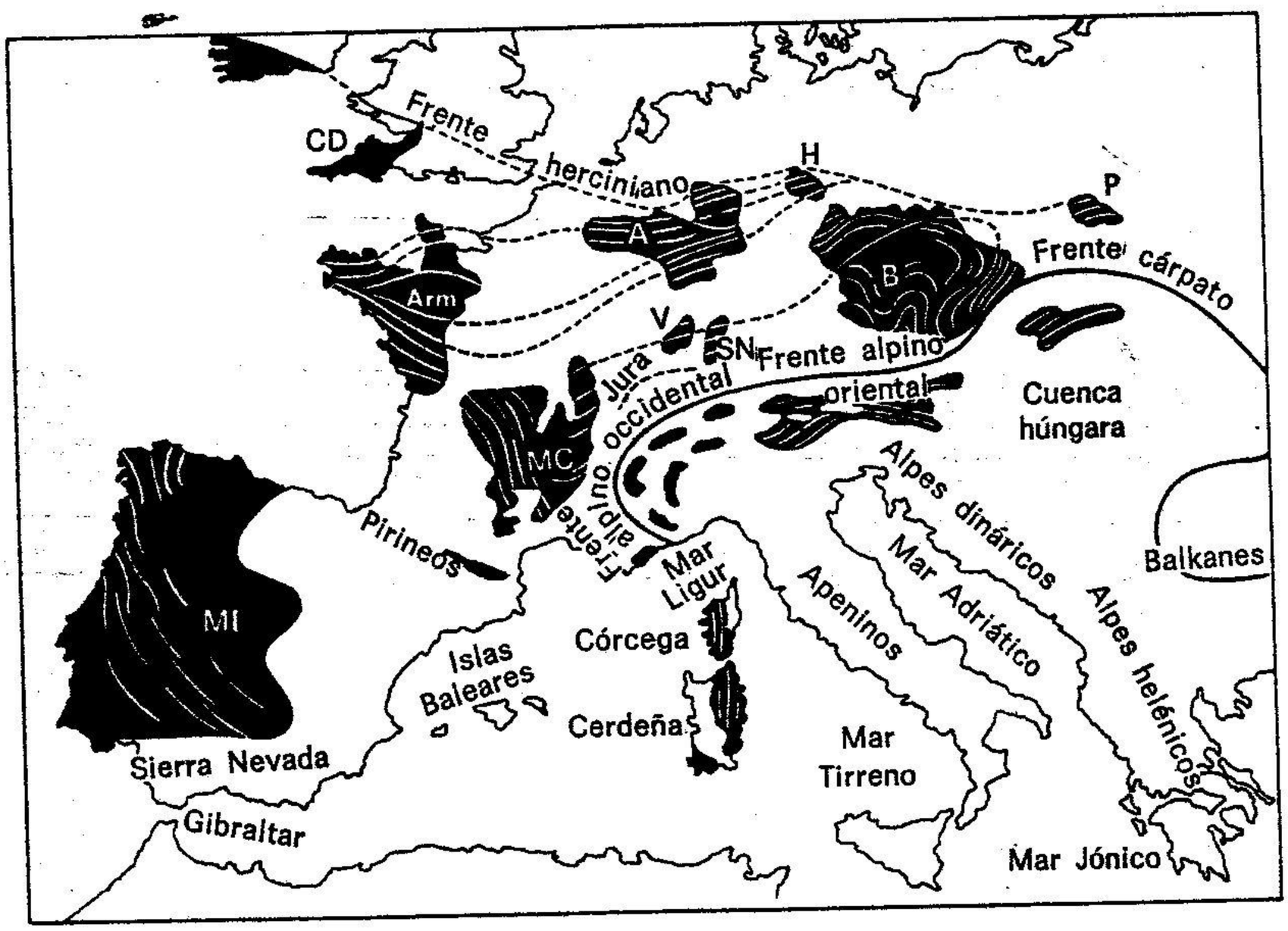


Figura 30.4. Macizos hercinianos (variscos) de Europa, con las direcciones predominantes de los pliegues de fines del Paleozoico. A, Ardenas; Arm, *Armorica*; B, Bohemia, provincia occidental de Checoslovaquia: SN, Selva Negra; CD, Cornualles y Devon *(Cornubia)*; MC, Macizo Central francés; H, Montes Harz *(Hercinia)*; P, Macizo Polaco; MI, Meseta Ibérica; V, Vosgos.

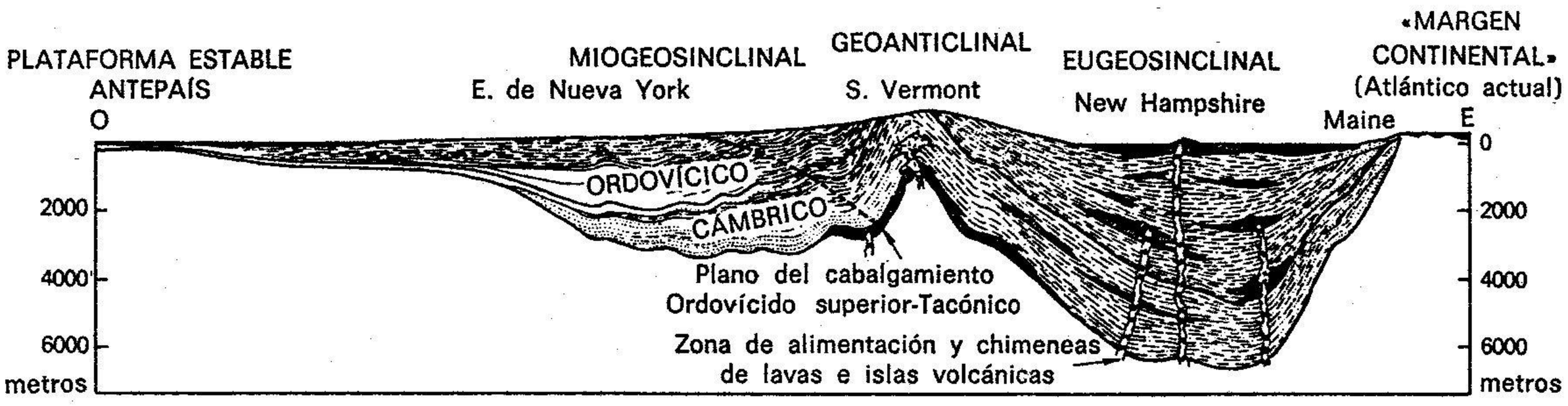


Figura 30.5. Corte recompuesto de los estratos y rocas volcánicas cámbricos y ordovícicos tal como eran antes de la fase orogénica tacónica de los Viejos Apalaches de Nueva Inglaterra; se representa la división del geosinclinal apalache desde la zona del antepaís, al oeste, al margen continental (el actual Atlántico), al este. Longitud del corte, 425 km (*Según M. Kay,* 1951).

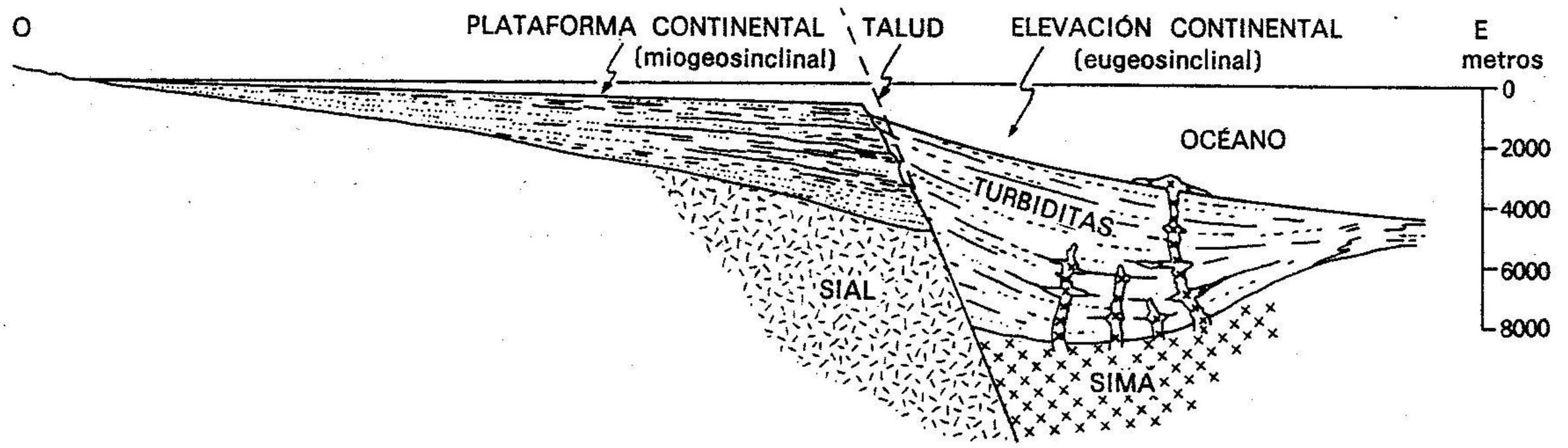
meros movimientos que produjeron el plegamiento, pero terminó antes de las fases orogénicas principales. Por otra parte está la *molasa,* de edad variable entre el Oligoceno y el Mioceno, principalmente continental, y que se depositó en fosas marginales o en cuencas intramontañosas. Está constituida por arenisca blanda cementada con material arcilloso o calcáreo. A diferencia del flysch, la molasa se depositó durante y después de los principales movimientos tectónicos.

Las rocas volcánicas interestratificadas con los sedimentos eugeosinclinales son típicamente lavas submarinas del cortejo espilítico. Las espilitas son lavas básicas en las cuales predominan minerales tales como la serpentina y la clorita en lugar de olivino y piroxeno, junto con albita y epidota en lugar de plagioclasa cálcica. Desde los inicios de la geología a estas rocas se las llamó *espilitas* (del griego *spilos,* punto o mancha; *spilotos,* deteriorado). Asociados a las espilitas están los *queratófidos,* lavas e intrusiones más ácidas también ricas en sosa.

Un obstáculo para el concepto de geosinclinal ha sido el constatar que aparentemente no existen ejemplos actuales. Pero en 1963, Dietz sugirió que los sedimentos de las actuales plataformas continentales pueden equipararse con los miogeosinclinales y que los gruesos prismas de sedimentos amontonados junto a los taludes continentales y que constituyen las elevaciones continentales representan eugeosinclinales. La comparación de las figuras 30.6 y 30.5 muestra cómo este concepto más moderno es relacionable con la idea más antigua del par miogeosinclinal y eugeosinclinal.

Los gruesos prismas de sedimento adyacente al talud continental que recubren fondo oceánico son principalmente turbiditas, a las que Pettijohn ha equiparado con las grauvacas características de los eugeosinclinales. Además, Dietz sugiere que el deslizamiento y desplome que suelen presentar las grauvacas se iniciaría fácilmente en la elevación continental por cualquier tipo de perturbación, tal

Figura 30.6. Reinterpretación realista de Dietz (1963) del miogeosinclinal representado en la figura 30.5. La interpretación de Dietz está hecha de acuerdo con las condiciones que se cree que existen actualmente frente a la costa oriental de los Estados Unidos de América.



como la que producen los terremotos. Explica el cortejo espilita-queratófido, asociado a los sedimentos eugeosinclinales, como una consecuencia del enriquecimiento metasomático en soda, procedente del agua marina, de lavas basálticas; los queratófidos serían consecuencia de su contaminación con sial.

Levantamiento orogénico

Ya hace mucho tiempo, Dana constató que el descubrimiento de Hall de los geosinclinales, a pesar de ser tan trascendental, no explicaba el plegamiento y levantamiento de las montañas. Su sentido del humor le llevó a declarar que Hall había promovido «una teoría para explicar el origen de las montañas en la cual se excluía el origen de las montañas». Es típico de los sistemas orogénicos terciarios el que éstos estén situados a lo largo de márgenes continentales que constituyen los bordes avanzantes de placas, y suelen atribuirse a compresión lateral debida al choque de placas.

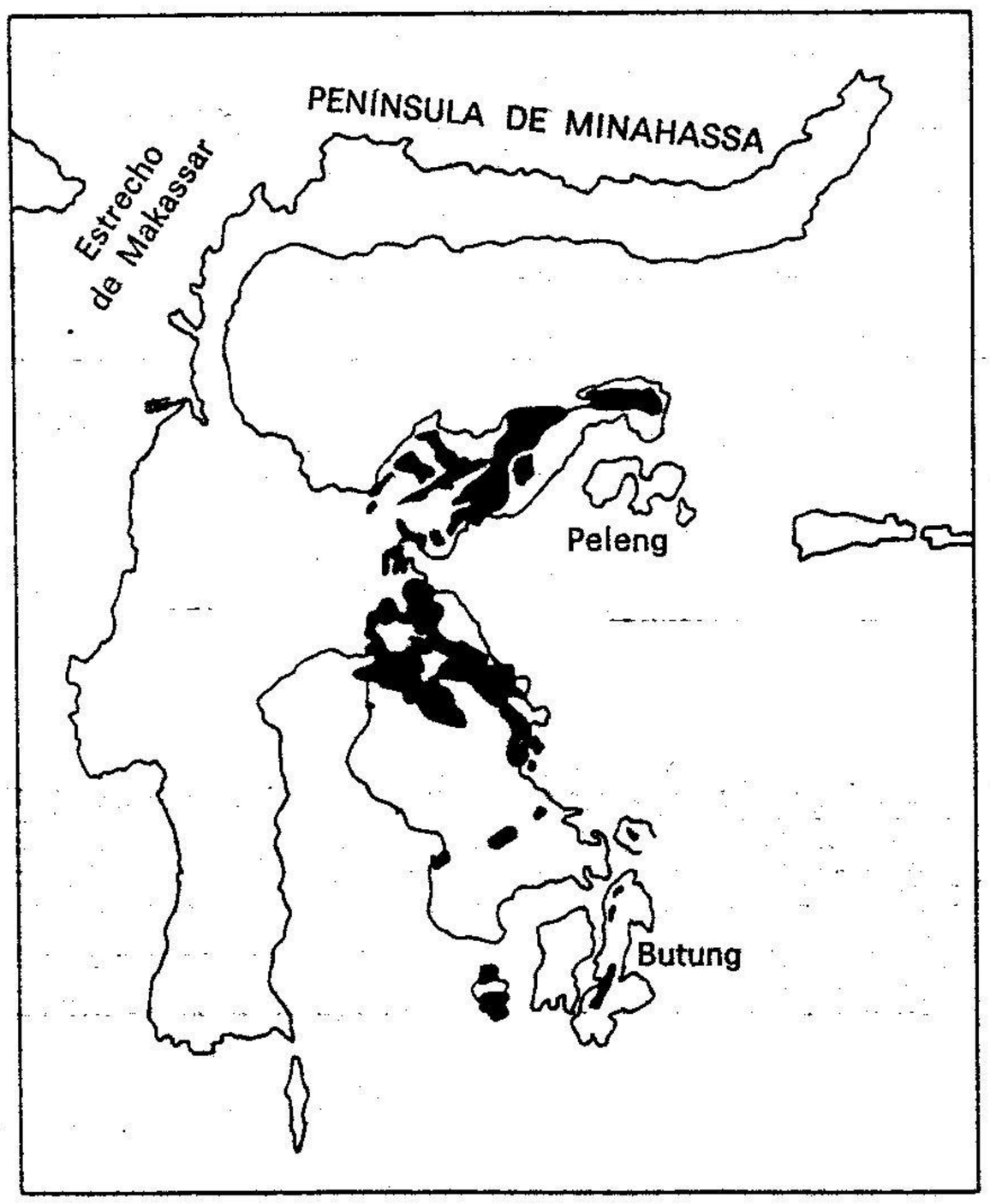


Figura 30.7. Distribución de ofiolitas (en negro) en la islas de Sulawesi (Célebes), Indonesia (*Según E. Künig,* 1956).

Un ejemplo que suele citarse es la asociación de los Andes de Sudamérica con la Fosa de Perú-Chile, donde se sumerge corteza oceánica. Gansser (1973), después de resumir muchos hechos relativos a los Andes, duda de la suposición de que los Andes se originaran a consecuencia de un choque. Sólo hay evidencias de compresión para épocas premesozoicas a lo largo de la interfase continente-océano y la dirección tectónica no es paralela al margen continental. Desde el Mesozoico, la faja costera se ha caracterizado por fallas y bloques, que indican levantamiento y extensión, posiblemente relacionados con el emplazamiento de enormes volúmenes de rocas plutónicas graníticas. Estos plutones, que se extienden paralelamente a la costa, aún se están elevando. Sin embargo, en concordancia con las interpretaciones corrientes existen los hechos de que los epicentros de terremotos son progresivamente más profundos de oeste a este, indicando la inclinación hacia el continente de corteza oceánica móvil que se sumerge a lo largo de la fosa de Perú-Chile. Además, la faja volcánica actual está orientada paralelamente a la fosa oceánica, y está emplazada tierra adentro, aproximadamente a unos 250 km al este de la fosa.

Dewey y Bird (1970) consideran que uno de los sucesos iniciales de la orogenia es la denudación de gajos de corteza oceánica y manto de la placa móvil de litosfera oceánica que se hunde, y su inyección mecánica, en forma de ofiolita, en una mezcla de sedimento y esquistos azules en el lado continental de la fosa, frente a la placa, con un arco de islas o continente en el borde que avanza.

El término *ofiolita* (del griego *ofis,* serpiente) lo introdujo Steinmann, quien en 1905 llamó la atención respecto a la asociación común de espilitas, serpentinitas y sílex en los sistemas montañosos de tipo alpino. Esta asociación, junto con rocas ultrabásicas que no produjeron metamorfismo de contacto, se conoce, por ejemplo, en Chipre (figs. 29.7 y 29.8), Turquía, Nueva Caledonia y Kurdistán.

Una formación de ofiolitas especialmente instructiva es la de la parte este de la isla de Sulawesi (Célebes), en Indonesia (fig. 30.7). Las ofiolitas, constituidas principalmente de serpentinitas, peridotitas, gabros, diabasas y rocas volcánicas raras, que posiblemente incluyen lavas almohadi-

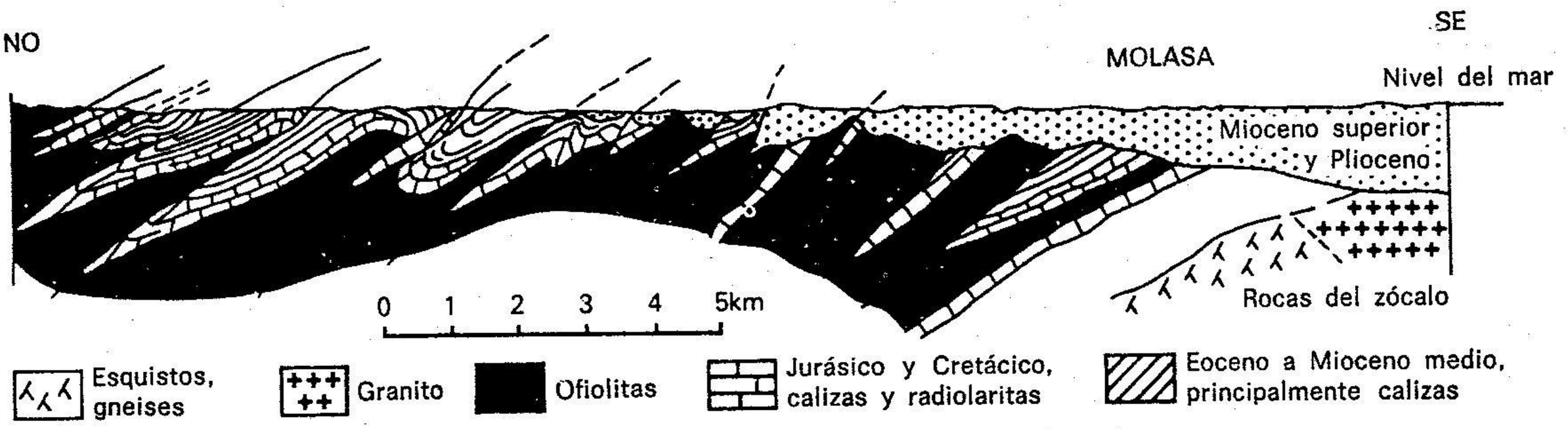


Figura 30.8. Corte de una alternancia de cabalgamientos de ofiolitas y calizas cretácicas de gran profundidad, en estilo imbricado, dirigidos hacia el mar en las ramas orientales de Sulawesi (Célebes), Indonesia (compárese con la fig. 26.14) (*Según E. Künig,* 1956).

lladas, las describió Künig en 1956. Parecen ser del Cretácico superior, no tienen aureolas metamórficas asociadas y están asociadas a calizas jurásicas y cretácicas marinas de gran profundidad, caracterizadas por globigerinas. Las calizas se presentan en bandas fragmentadas, alternantes con ofiolitas en un estilo imbricado (fig. 30.8). Toda la región ha sido levantada recientemente, ya que los arrecifes barrera modernos, al seguirlos hacia el nordeste desde la bahía de Tomori, se prolongan a lo largo de la costa en forma de plataformas coralinas levantadas, que en algunos casos alcanzan una altura de 500 m. Es importante destacar que en Sulawesi (Célebes), las lajas de ofiolitas imbricadas se dirigen hacia el sudoeste, hacia el mar, y se sitúan sobre una zona de terremotos profundos, asociada con litosfera oceánica que se hunde hacia la fosa indonesia (véase la fig. 26.13) y alejada de la fosa unos 600 km.

Otro ejemplo de Indonesia, que demuestra que ha habido movimientos anteriores de cabalgamiento hacia la fosa en el lado del arco de islas, se ve claramente en un perfil sísmico desde la fosa indonesia pasando por la isla de Bali, el mar de Java, el oeste de Borneo y Sarawak (Beck, 1972). Tal como se ilustra en el esquema (fig. 30.9), la litosfera oceánica se hunde con un pequeño ángulo desde la fosa a la zona subyacente al arco de islas. En el lado isleño de la fosa una masa de sedimento ha sido empujada hacia la fosa, cabalgándola con estilo imbricado. Este perfil sísmico demuestra claramente que es precisamente el arco de islas que bordea la placa continental lo que cabalga sobre la litosfera de la placa oceánica que se hunde.

La figura 30.10 ilustra el mismo fenómeno, que representa los resultados de Grow (1972) de una exploración sísmica de la fosa de las Aleutianas, en la cual se arrastraron los instrumentos a una profundidad de 100 m sobre el fondo oceánico. La presencia de fallas normales de tensión indica que la litosfera oceánica descendente está en tensión. Por otra parte, el arco de las Aleutianas, bordeado por una cuña de sedimentos, está siendo empujado con los sedimentos, sobre la litosfera oceánica que se hunde. Aquí, pues, tenemos un tercer ejemplo en el cual un arco de islas en el lado continental, es empujado a cabalgar sobre litosfera oceánica que se sumerge en una fosa oceánica.

Los siguientes hechos parecen oponerse a que la compresión lateral sea la causa de la orogénesis:

a) La litosfera oceánica que se curva hacia abajo en las fosas oceánicas está en estado de tensión, evidencia de lo cual es la presencia de fallas normales con el labio hundido en el lado de las fosas.

b) Las evidencias indican que placas con litosfera continental o arcos de islas como borde de avance cabalgan sobre placas cuyo borde de avance es de litosfera oceánica, sin que se produzca choque real.

c) Los cabalgamientos iniciales que se producen cuando se encuentran las placas tienen una dirección opuesta (hacia el mar) a la de los movimientos orogénicos principales, que se dirigen hacia los continentes.

d) Los sedimentos depositados en las fosas no están plegados (fig. 24.6).

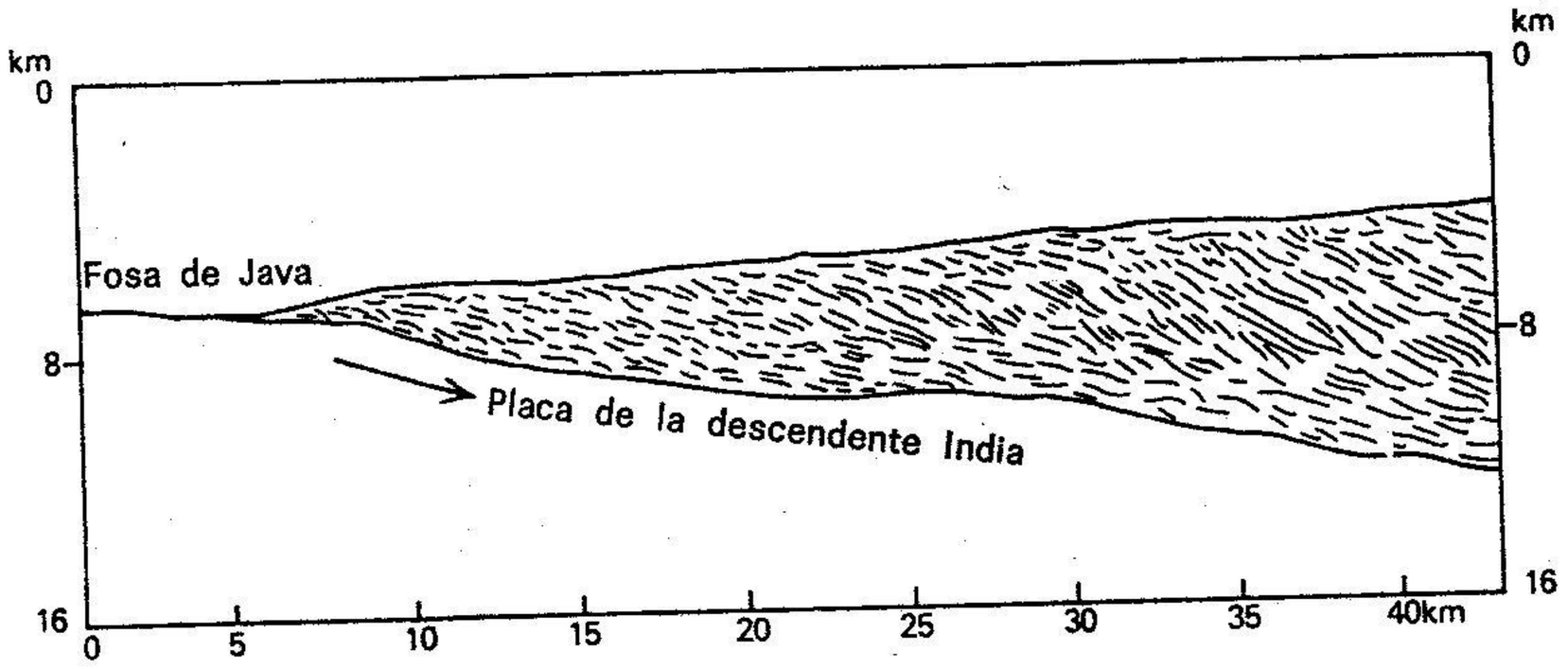


Figura 30.9. Esquema de un perfil sísmico a través de la fosa de Java (*Según R. H. Beck,* 1972). El perfil representa sedimentos que cabalgan en un estilo imbricado desde el lado insular (a la derecha) hacia la litosfera oceánica que se hunde.

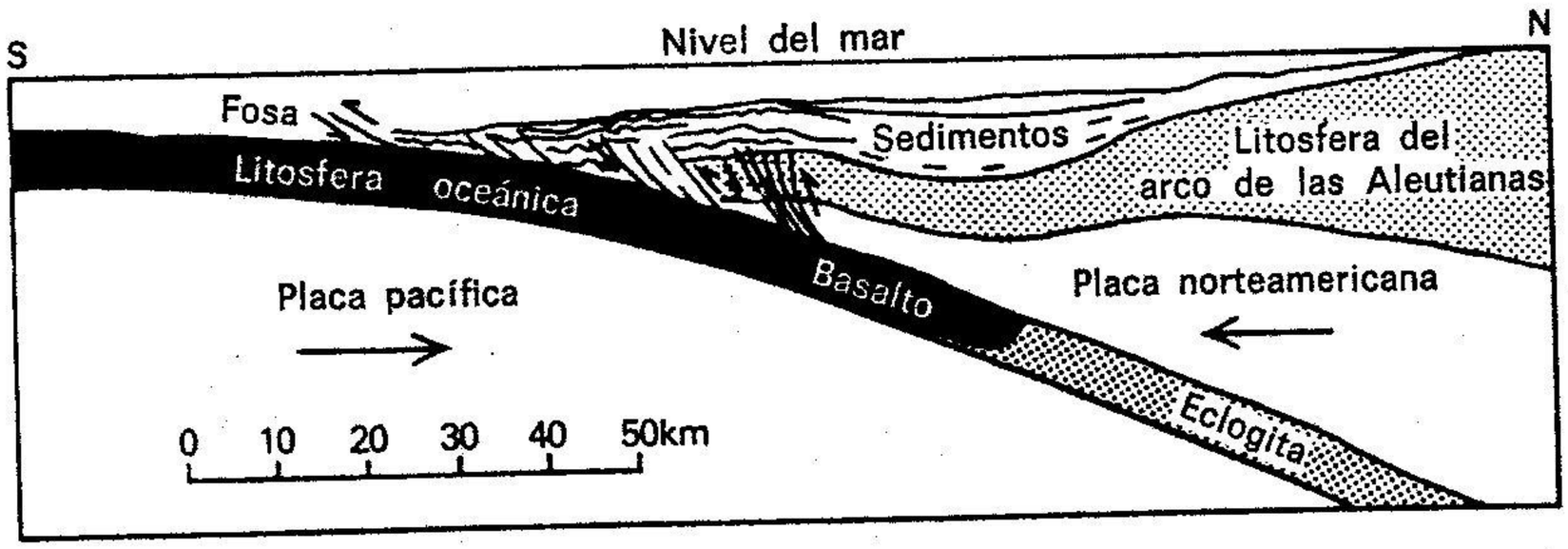


Figura 30.10. Corte interpretativo a través de la fosa central de las Aleutianas, sin exageración vertical, que muestra cómo la placa norteamericana cabalga sobre la pacífica (*Según J. A. Grow,* 1972).

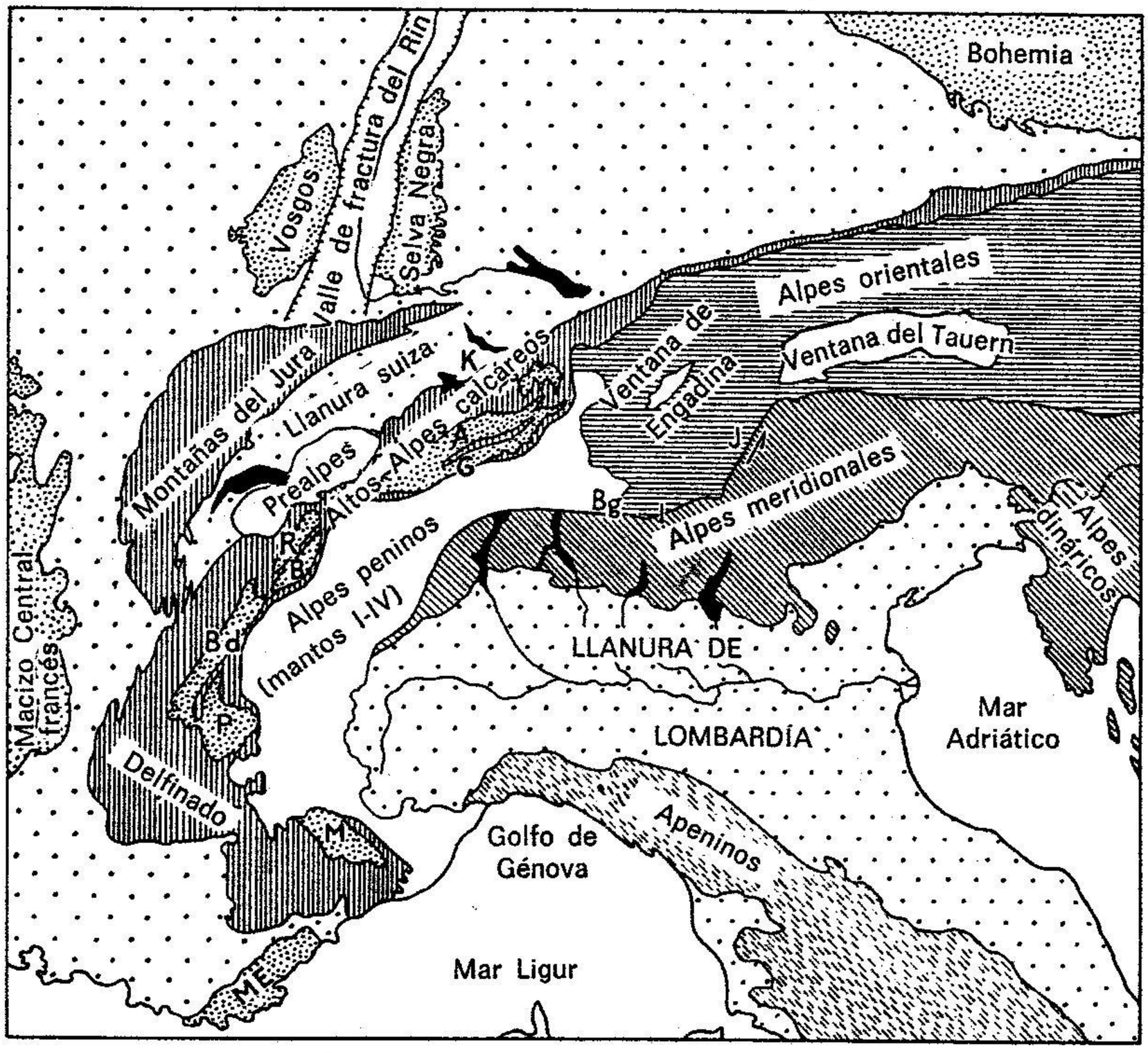
El sistema orogénico al que comúnmente se recurre como prueba de un origen dependiente de compresión lateral, resultante del choque entre placas, es el de los Alpes suizos. Éste no ofrece dudas, ya que se pueden reproducir mantos de corrimiento desplazados a grandes distancias como los ilustrados en las antiguas publicaciones de Heim y Argand, hechas durante lo que podría llamarse la era de las grandes síntesis. Por ello parece apropiado considerar aquí algunas de las investigaciones hechas por los geólogos alpinos desde 1925. Ésta es la fecha de la magnífica obra de Argand *La Tectonique de l'Asie,* ahora ya superada, con algunas de las regiones mejor conocidas actualmente, pero cuya lectura es todavía tan excitante.

El descubrimiento de los mantos

En Suiza, el descubrimiento de que rocas mesozoicas y terciarias de la zona helvética, los Altos Alpes calcáreos (fig. 30.11), forman mantos o pliegues tumbados empezó en 1841 con la observación de Escher von der Linth, en el Canton Glarus, de que hay rocas mesozoicas horizontales sobre los bordes verticalizados de capas de flysch terciario, y de que, a su vez, sobre las rocas mesozoicas descansan esquistos cristalinos. Unos años después, Escher llegó a la conclusión de que la inversión y forma arqueada de estas rocas se podía explicar mejor por un pliegue doble, en el cual dos pliegues tumbados se habían dirigido uno hacia el otro (fig. 30.12 (*a*)). Sin embargo, quien hizo famoso el supuesto doble pliegue de Glarus fue Albert Heim, discípulo de Escher, al describirlo en sus *Mechanismus des Gebirgsbildung* (1878), dedicado a Escher von der Linth. Escher no lo quiso publicar porque decía: «Nadie me va a creer, me van a encerrar en un asilo».

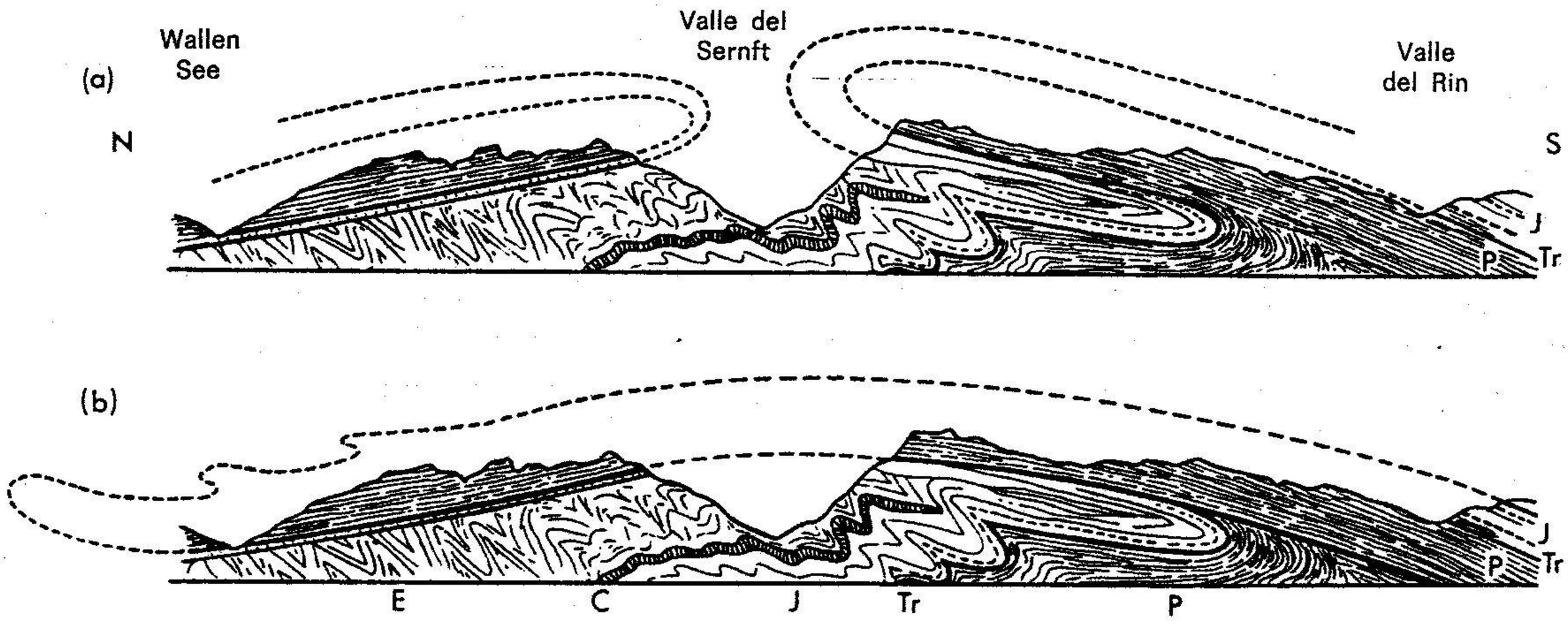
Una gran dificultad que se plantea en la interpretación de estructuras de gran escala como el manto de Glarus se debe al hecho de que, debido a la denudación, faltan partes de la estructura y entonces la interpretación depende mucho de la reconstrucción, como puede verse en la figura 30.12. La interpretación de Escher de la estructura de Glarus como un pliegue doble implica la menor magnitud posible de movimiento lateral acorde con la disposición de los estratos. Si fuera correcta, entonces los pliegues serían esencialmente *autóctonos,* o sea, ubicados en el lugar en que se formaron. Cuando en 1884 Marcel Bertrand sugirió que la estructura de Glarus se podía interpretar

Figura 30.11. Mapa tectónico de los Alpes. El punteado denso representa los macizos hercinianos. A, macizo de Aar; B, Mont Blanc; Bd, Belledonne; Bg, Granito de Bergeller; G, macizo de San Gotardo; I, Línea Insubrica; J, Línea Judicaria; K, Klipps de Mythen; M, macizo de Mercantour; ME, macizos de Maures y Esterel; P, macizo de Pelvoux; R, Aiguilles Rouges.



mejor como un único pliegue tumbado que se había desplazado hacia el norte, el enorme movimiento lateral que esto implica impidió que la sugerencia fuera aceptada inmediatamente (fig. 30.12 (*b*)). ; La idea de que masas rocosas se podían desplazar lateralmente a lo largo de grandes distancias y convertirse en *alóctonas* era entonces tan nueva que parecía fantástica a muchos geólogos, incluido Albert Heim. No obstante, por aquel entonces se habían estado descubriendo otros cabalgamientos de proporciones gigantescas e igualmente increíbles en otras cordilleras. El famoso cabalgamiento del Moine (figs. 9.33 y 30.13) había sido descrito por

Figura 30.12. (a) «Doble pliegue» de Glarus según Escher van der Linth; y (b) su reinterpretación como manto según M. Bertrand. P, estratos paleozoicos, incluyendo el Verrucano; Tr, Triásico; J, Jurásico; C, Cretácico; E, Flysch eocénico. Longitud del corte, 40 km.



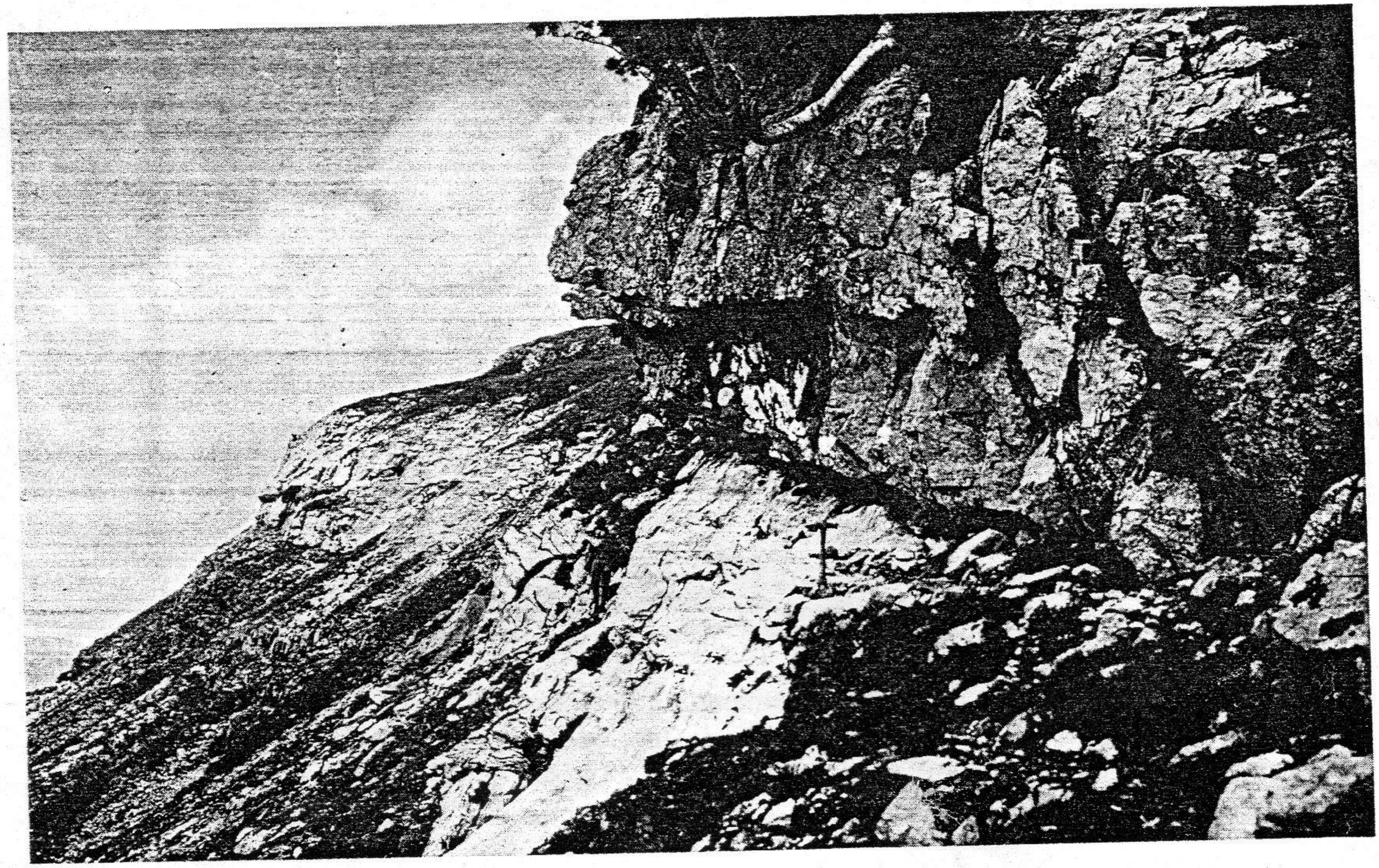


Figura 30.13. Afloramiento del plano de cabalgamiento del Moine, región de los Highlands, Escocia, en que se ven los esquistos de Moine y una cuya subyacente de gneis lewisiense sobre mármol cristalino blanco (Cámbrico) *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

Calloway y Lapworth en 1883 y confirmado por el Servicio Geológico de Gran Bretaña en 1884. En 1883, Törnebohm había identificado corrimientos caledonianos dirigidos desde los montes escandinavos hacia su antepaís, el escudo báltico; y en 1888 demostró que allí había habido un desplazamiento lateral de por lo menos 100 km. En 1896 le pareció justificado aumentar el total a 130 km.

Evidentemente, si se debía seguir progresando, había que idear métodos por referencia a los cuales se pudiera establecer la dirección y magnitud del movimiento de masas rocosas. Uno de los primeros que se usó se basaba en la variación lateral de los estratos sedimentarios. Ya en 1838 Gressly había seguido la variación lateral de las rocas sedimentarias en el Jura. Encontró que las rocas variaban lateralmente tanto petrográfica como paleontológicamente, e introdujo el término *facies* para designar la combinación de características litológicas y paleontológicas de un depósito de cualquier lugar dado. Además, Gressly constató que las facies variaban con la posición paleogeográfica del depósito y comparó esta variación con la de los mares actuales, diferenciando depósitos litorales y pelágicos (véase Wegmann, 1963).

Las rocas sedimentarias, al depositarse, tienen una distribución que está ordenada respecto a sus líneas de costa. Por ello, cuando al atravesar los Alpes se encontró que las facies sedimentarias cambiaban súbitamente o se presentaban en sucesiones anormales, resultó evidente que había habido movimiento tectónico. Este método lo usó Albert Heim, quien encontró que las facies sedimentarias que afloraban en el extremo sur de un manto eran la continuación de las facies expuestas en el extremo norte del siguiente manto, más alto, de la zona helvética. Así, la distribución de las facies sedimentarias indicaba movimiento de sucesivas capas de rocas y la magnitud del movimiento desde el sudeste hacia el noroeste, donde se habían amontonado unas sobre otras.

Al proseguir las investigaciones de los mantos helvéticos, un método geométrico empezó a jugar un papel importante. Este método, introducido por

Argand en sus investigaciones de los mantos peninos, se basa en la constatación de que los pliegues pueden tener una forma aproximadamente cilíndrica, de la cual nace el concepto de eje de pliegue. Suponiendo que el pliegue es cilíndrico, el eje es una línea imaginaria, paralela a las capas de rocas plegadas, alrededor de la cual se puede suponer que se han plegado las capas. Dicho de otro modo, el eje del pliegue puede considerarse como la generatriz del pliegue, ya que la forma de un pliegue cilíndrico se puede originar desplazando su eje paralelamente a sí mismo a lo largo de las curvas apropiadas.

En los Alpes suizos los ejes de pliegues de los mantos helvéticos se orientan aproximadamente nordeste-suroeste. Pero se ondulan, subiendo al máximo junto a los macizos hercinianos, que se elevan como si fueran bloques levantados, y bajando en los tramos comprendidos entre ellos (figura 30.14). En otras palabras, los mantos forman *culminaciones* tectónicas hacia los macizos hercinianos, y *depresiones* tectónicas entre ellos (figura 30.14). En realidad, la posibilidad de descubrir la estructura en mantos depende en gran parte de esta ondulación de los ejes de los pliegues, a consecuencia de la cual afloran y son visibles cortes de los mantos gracias a la denudación de las culminaciones. Así, es posible mirar hacia abajo la inmersión de los ejes e identificar niveles estructurales sucesivamente más altos, incluso si estos niveles no se pueden ver todos en un único afloramiento. Si, por ejemplo, uno es capaz de trasponerse a sí mismo a gran altura, en el aire, sobre las Aiguilles Rouges en la figura 30.14, será posible mirar hacia abajo, siguiendo la dirección del eje de pliegue del manto de Morcles, y ver que los mantos de Diablerets y de Wildhorn forman niveles estructurales sucesivamente más altos.

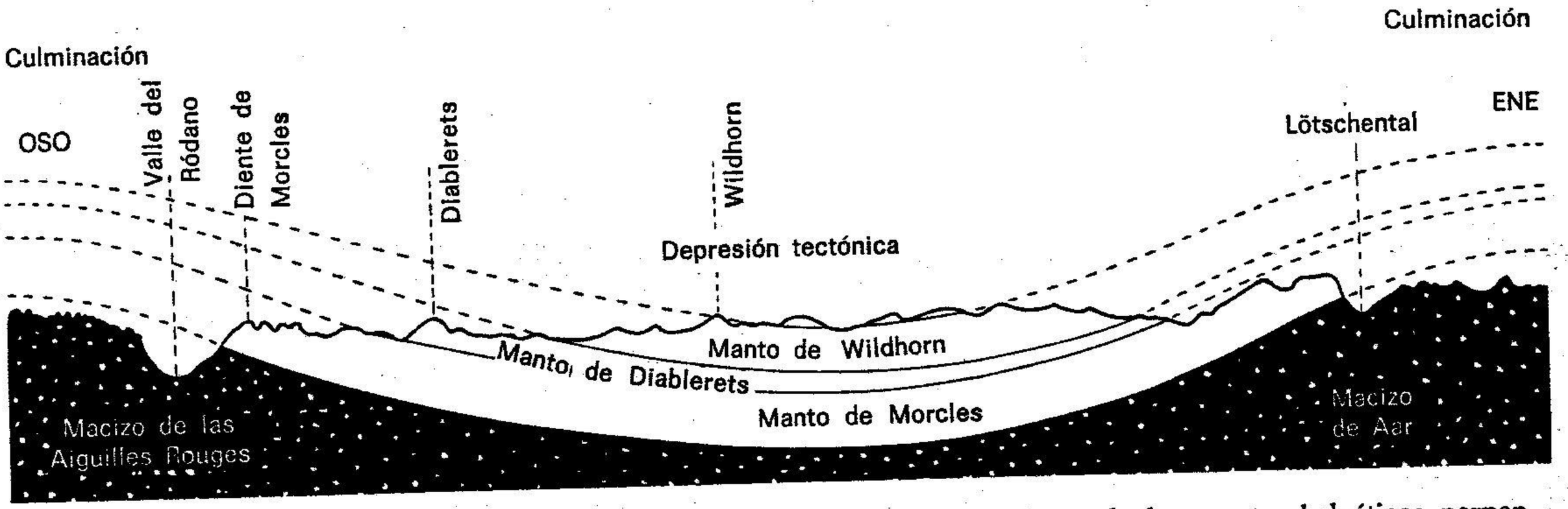


Figura 30.14. Corte longitudinal que representa los mantos de corrimiento de los Altos Alpes calcáreos que afloran en la depresión tectónica comprendida entre las culminaciones de las Aiguilles Rouges y de Aar. Los mantos avanzaron perpendicularmente al plano del corte, alejándose del observador.

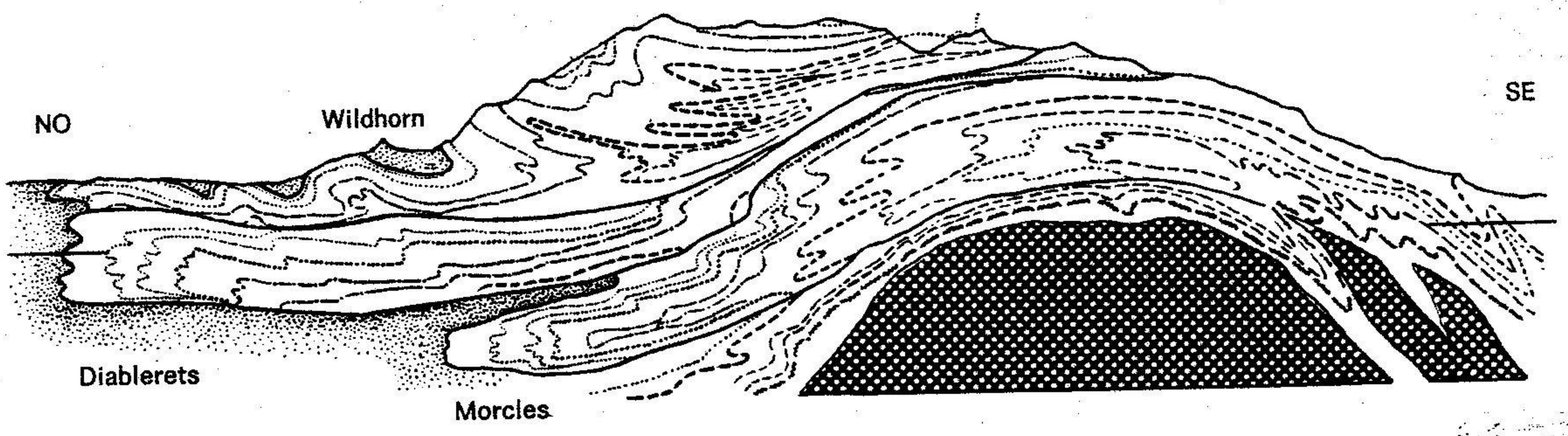


Figura 30.15. Corte de los mantos helvéticos perpendicular al eje de los pliegues, según la antigua interpretación de Lugeon y Argand. Las rocas del zócalo, en sombreado, se encuentran en el extremo sudoriental del macizo de las Aiguilles Rouges. Longitud del corte, 23 km (*Según* Tectonics *de Jean Gougel, traducido al inglés por Hans E. Thalmann; San Francisco, W. H. Freeman and Company,* 1962).

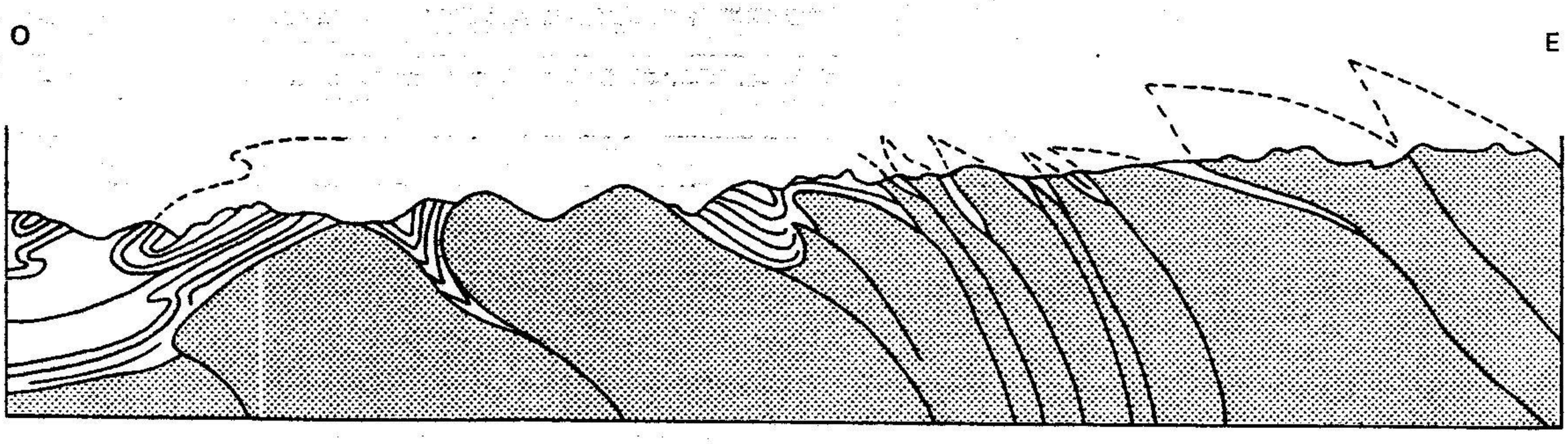
Los mantos no sólo están ondulados en la dirección de sus ejes de pliegues (fig. 30.14) sino que también lo están en la dirección perpendicular a la de sus ejes de pliegues (fig. 30.15). Así los mantos recubren los macizos hercinianos como si fueran una serie de cáscaras. De hecho Lugeon empleó el término caparazón para describir la forma de mantos que constituyen culminaciones estructurales de esta clase. Debe notarse que estos mantos no tienen flancos inferiores. Erróneamente, cuando Lugeon sintetizó los mantos como pliegues cabalgantes de gran desplazamiento, se supuso que los flancos inferiores se habían destruido al quedar molidos y fragmentados en el proceso de avance de los mantos. Como se describe en seguida, ahora se sabe que la milonita que inevitablemente se habría formado en la base de los grandes cabalgamientos, como el del Moine en Escocia, no existe.

Movimientos de rocas del zócalo en los Alpes suizos

A principios del siglo pasado se creía que los macizos hercinianos, como el macizo de Aar, habían jugado un papel pasivo en la orogénesis alpina (fig. 30.11). No obstante, Argand descubrió que sus formas parecidas a anchos tumores se debían a movimientos de abombamiento de las rocas del zócalo que habían constituido el fondo del geosinclinal alpino, movimientos contemporáneos o posteriores a los tangenciales de los mantos suprayacentes. A estos abombamientos los llamó *pliegues de fondo* o del zócalo *(pli de fond)*. En el geosinclinal alpino se depositaron rocas mesozoicas y terciarias sobre un zócalo de rocas más antiguas, que tenían un fuerte buzamiento debido a la orogénesis herciniana anterior. Como las rocas del zócalo habían sido plegadas y denudadas antes de la deposición de los estratos mesozoicos de encima, la unión entre las rocas del zócalo y los sedimentos geosinclinales suprayacentes es, por consiguiente, discordante. Además, algunas de las rocas del zócalo se plegaron en el transcurso de más de un período geológico, y aparecen en bandas de rocas de varias clases de fuerte buzamiento, incluyendo sedimentos carboníferos y granitos, gneises y esquistos cristalinos más antiguos.

Argand se dio cuenta de que durante la orogénesis alpina, las rocas del zócalo y los estratos que lo recubren se habían movido disarmónicamente. Las rocas del zócalo se levantaron a modo de gajos según planos de fuerte buzamiento (fig. 30.16), mientras que las rocas de cobertera se desplazaron tangencialmente. Así se constató que el movimiento había sido tridimensional. Aun así, Argand creyó que tanto el abombamiento del zócalo como los movimientos tangenciales de la cobertera eran consecuencia del empuje o compresión tangencial de edad alpina. Atribuyó esta compresión a un choque entre África y Europa. Imaginó los Alpes suizos como atrapados entre las mordazas de un torno. Esta vieja interpretación, que tiene más de medio siglo, es todavía una hipótesis aceptada incluso fuera de Suiza, por lo bien que concuerda con la tectónica de placas. Desde la época de Argand, sin embargo, se han hecho muchos descubrimientos y otros irán apareciendo gradualmente. Por ejemplo, ahora se sabe que los

Figura 30.16. Corte del macizo de Pelvoux, sudoeste de Francia, que representa la fragmentación en gajos de las rocas cristalinas del zócalo (sombreado) debida a fallas, y los estratos mesozoicos de cobertera (no sombreado) plegados y pinzados entre cuñas ascendentes de rocas del zócalo (*Según J. Gougel,* 1948).



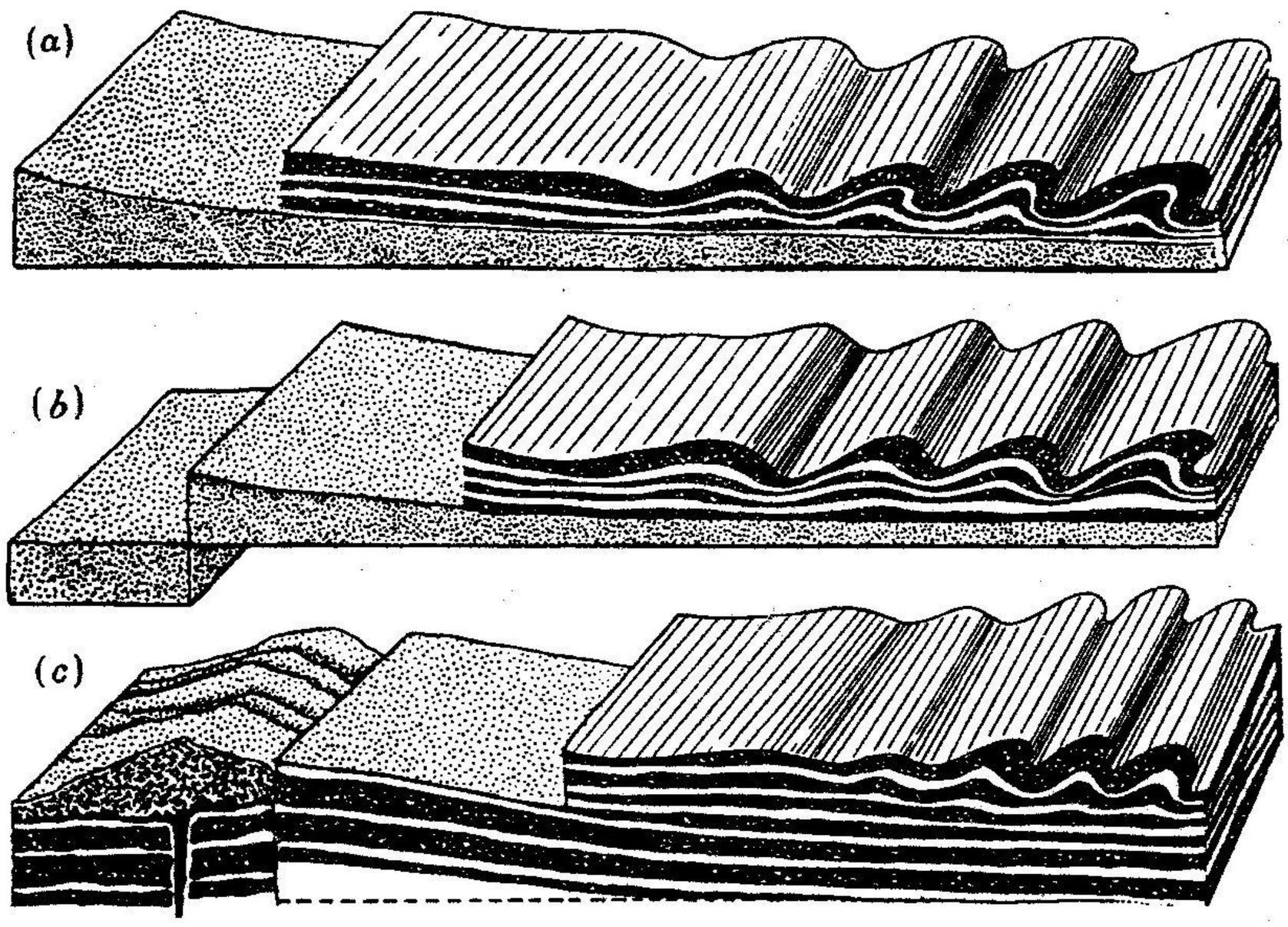


Figura 30.17. Tectónica de gravedad ilustrada por E. Reyer en 1888 (*Theoretische Geologie*, figs. 652-654, pág. 787). (a) plegamiento de estratos debido a deslizamiento, cuesta abajo, por un plano de estratificación originariamente inclinado, como en un desplome submarino; (b) aquí la inclinación se produce por levantamiento, representado por la falla de la izquierda; (c) aquí el abombamiento ha fragmentado la cresta de una región levantada sometida a tensión, con la consiguiente fracturación en rift y actividad volcánica *(E. Reyer)*.

gajos de zócalo cristalino de fuerte buzamiento, a los que Argand consideraba consecuencia de la compresión alpina, están limitados por fallas que se remontan a la época herciniana.

Los mantos hercinianos han resultado ser pliegues de deslizamiento gravitacional sin raíces

Ya en 1883, Reyer vio que existía una alternativa a la compresión, para explicar el plegamiento y cabalgamiento de estratos, que obviaba la imposibilidad de transmisión de fuerzas a lo largo de grandes distancias a través de lajas de rocas relativamente delgadas, y a veces incompetentes, por aplicación de presión desde detrás. Si las lajas tenían la oportunidad de deslizarse cuesta abajo por pendientes de baja resistencia friccional, a consecuencia de su propio peso (como en los desprendimientos de tierras), entonces ya no era necesaria la transmisión de fuerza. La gravedad no se transmite sino que actúa en todas las capas de rocas afectadas al igual que en un glaciar. Con el *deslizamiento de gravedad*, pliegues, cabalgamientos y estructuras imbricadas producen un engrosamiento o amontonamiento de las capas hacia el frente de la masa que avanza (fig. 30.17), mientras que si la presión viene de atrás, las estructuras resultantes engrosan la masa en el punto de aplicación del empuje. Si la solución es el deslizamiento de gravedad, debieron existir pendientes adecuadas cuando éste se produjo y, por consiguiente, resultan imprescindibles los movimientos verticales, tanto hacia arriba como hacia abajo.

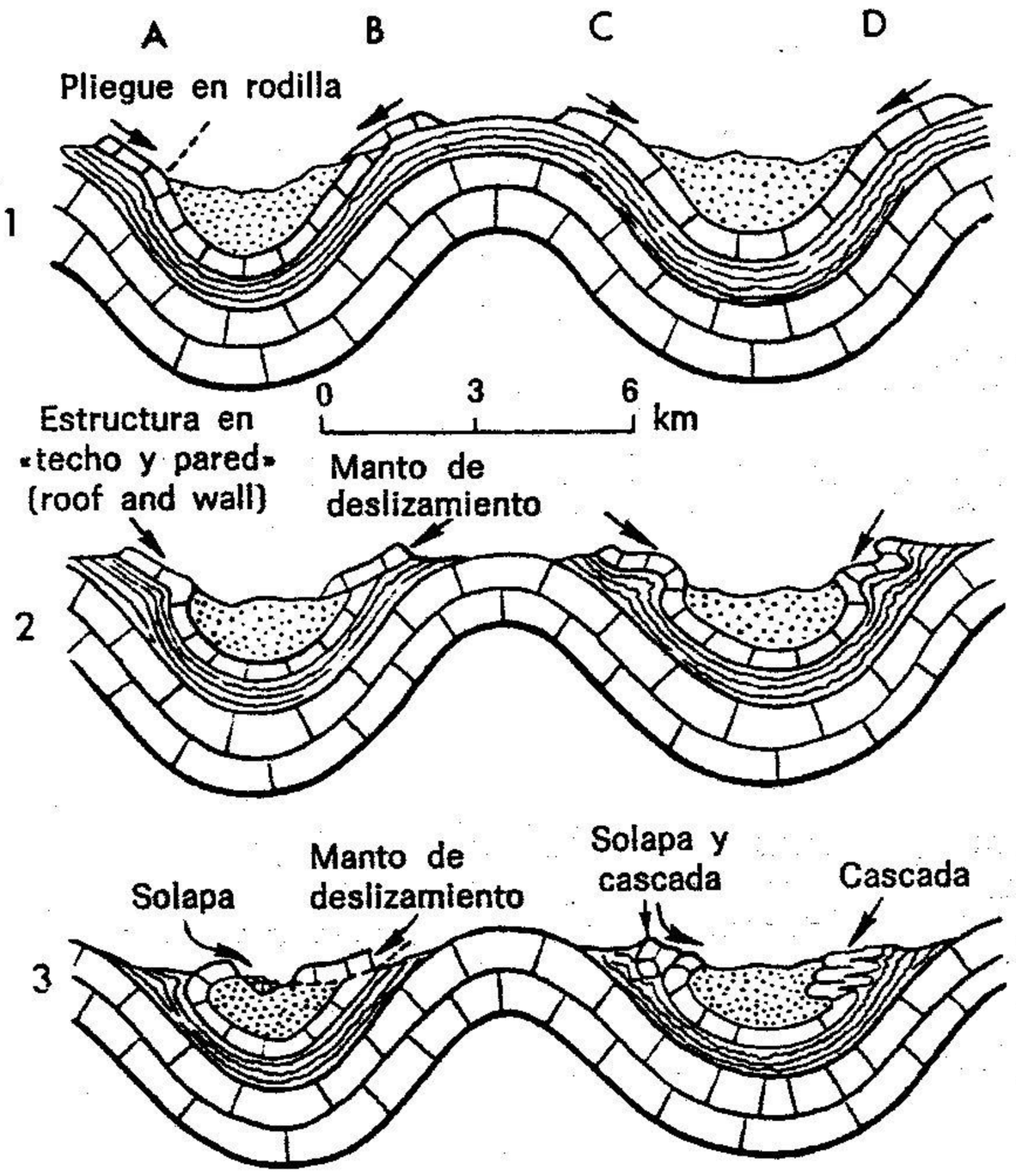


Figura 30.18. Diagramas de estructuras de colapso por gravedad que representan etapas distintas en el desarrollo de solapas, mantos de deslizamiento y cascadas de pliegues. Sin exageración vertical *(Según J. V. Harrison y N. L. Falcon, modificado por E. S. Hills)*.

En 1893 Schardt sugirió que los mantos de los Prealpes (fig. 30.11) se formaron por deslizamiento de gravedad de capas rocosas despegadas *(décollées)* de su substrato, por cuyas pendientes fueron resbalando cuesta abajo a lo largo de grandes distancias. Estos montones aislados de mantos se conocen como *klipps*. Aunque actualmente la interpretación de Schart sobre el origen de los Prealpes está aceptada de forma generalizada, cuando se planteó por vez primera fue ridiculizada por las autoridades de la época.

Dos tipos de pliegues y cabalgamientos actualmente atribuidos a la gravedad son: *a*) estructuras de *colapso de gravedad* y *b*) estructuras de *deslizamiento de gravedad*.

Harrison y Falcon, en 1934 y 1936, describieron ejemplos de pequeña escala de estructuras de colapso de gravedad del sudoeste de Irán. Están superpuestas en anchos anticlinales y sinclinales de gruesas calizas intercaladas entre capas incompetentes de margas y limolitas blandas (fig. 30.18). El diagrama muestra la serie miocénica Fars, profundamente erosionada en los sinclinales, sobre las capas masivas de la caliza de Asmari (véase la fig. 9.16). Ésta, junto con las margas subyacentes, presenta una notable variedad de pliegues y deslizamientos, algunos de los cuales muestran desplazamientos de 2 ó 3 km. Bajo las margas, una gruesa caliza del Cretácico medio sirve como capa de referencia que no ha sufrido otro movimiento lateral que el debido a los pliegues principales originales. Se encontró que, a medida que la denudación fue progresando, se produjo la siguiente sucesión estructural (fig. 30.18).

A) Tránsito de un *pliegue en rodilla (knee fold)* a un *pliegue en solapa (flap)* tumbado;

B) rotura y deslizamiento con formación de *mantos de deslizamiento*;

C) desarrollo de un pliegue en solapa en una *cascada* de pliegues rota, y

D) fluencia en una *cascada* de pliegues no rota.

Desde las cumbres anticlinales a las capas aluviales de los sinclinales el actual relieve vertical puede llegar a alcanzar 2,4 km, pero el rasgo sorprendente es que estas estructuras sècundarias

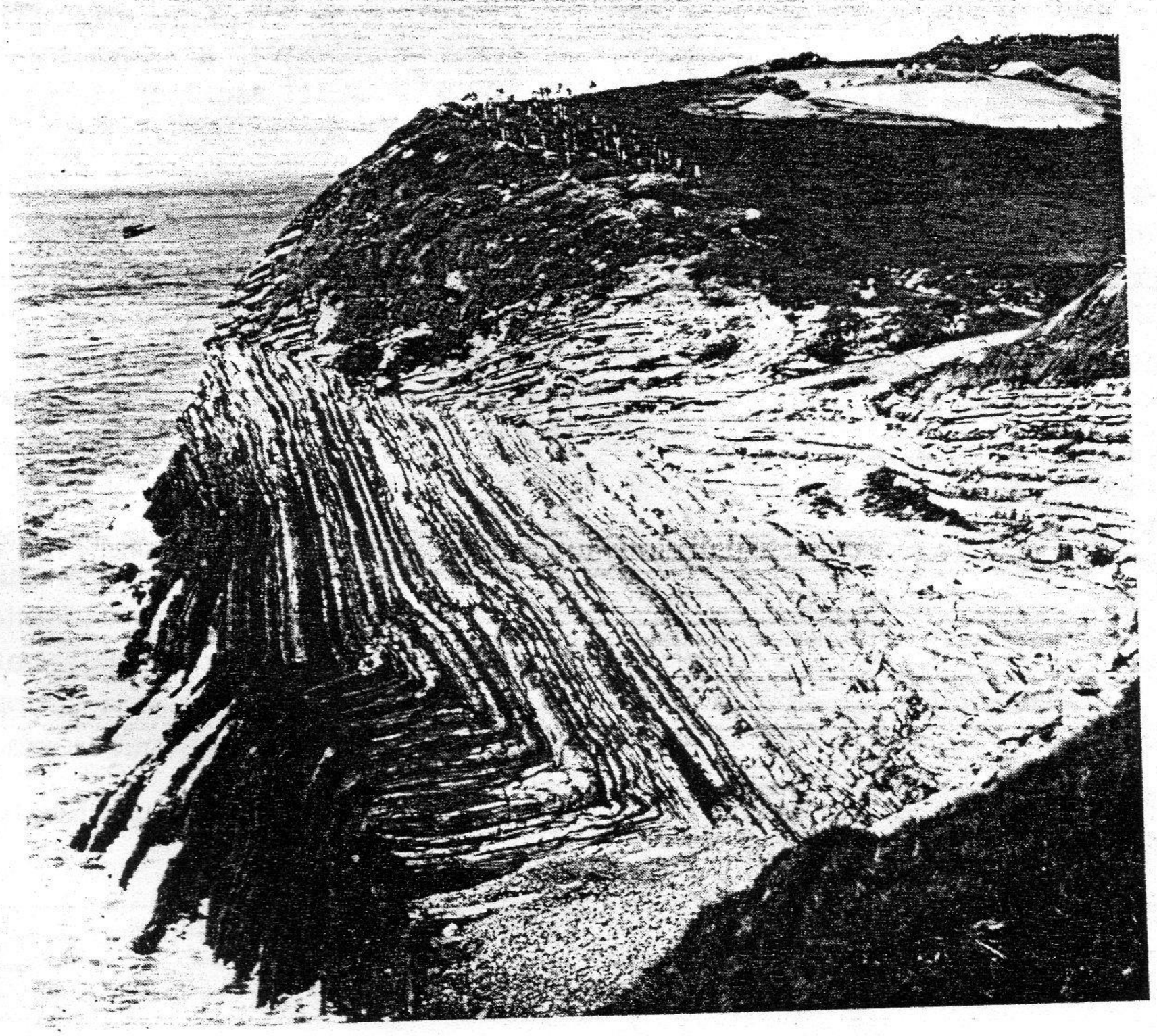


Figura 30.19. Cascada de pliegues de gravedad en los acantilados situados al norte del puerto de San Juan de Luz, terminación en el golfo de Vizcaya de los Bajos Pirineos, Francia *(F. N. Ashcroft)*.

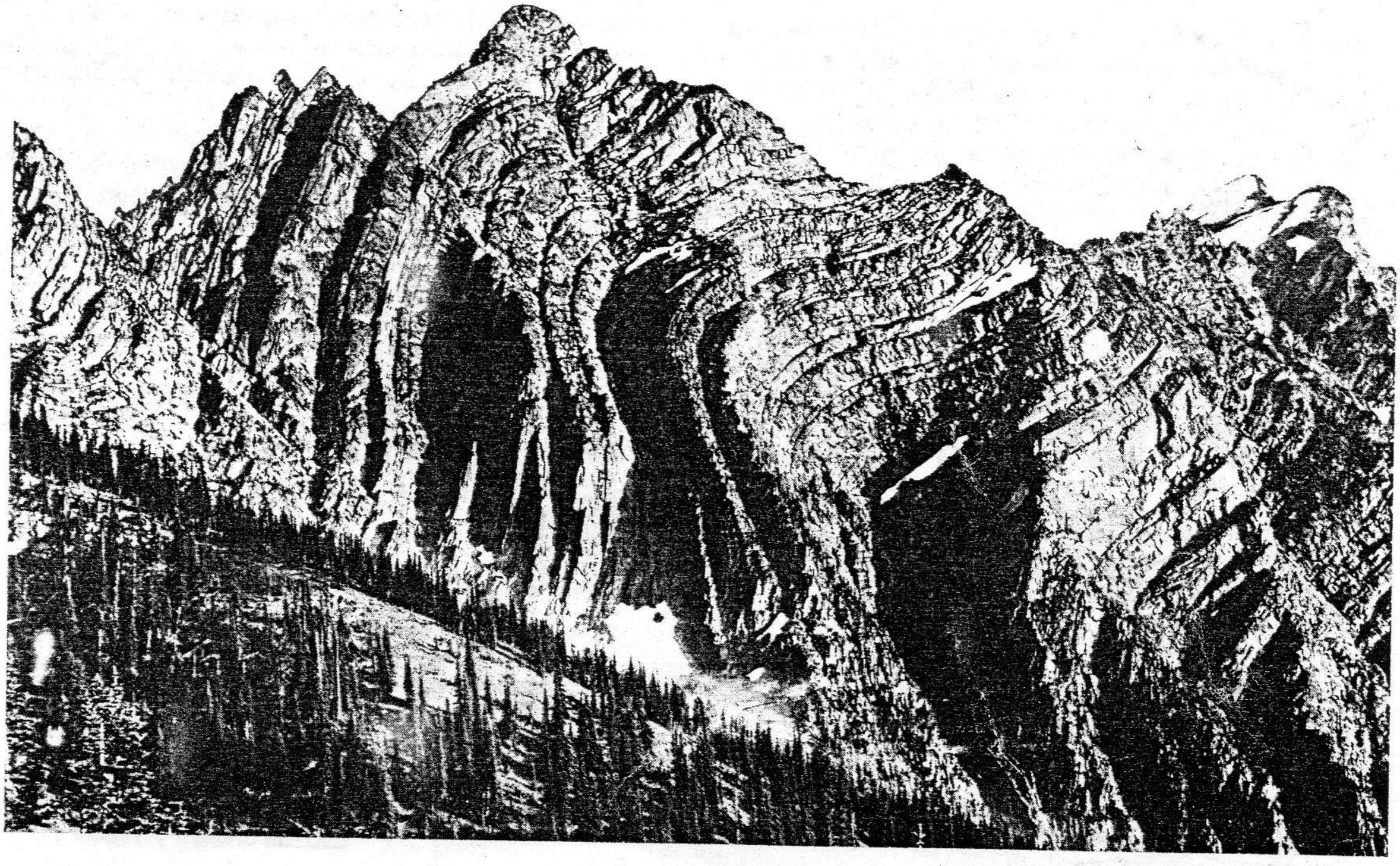


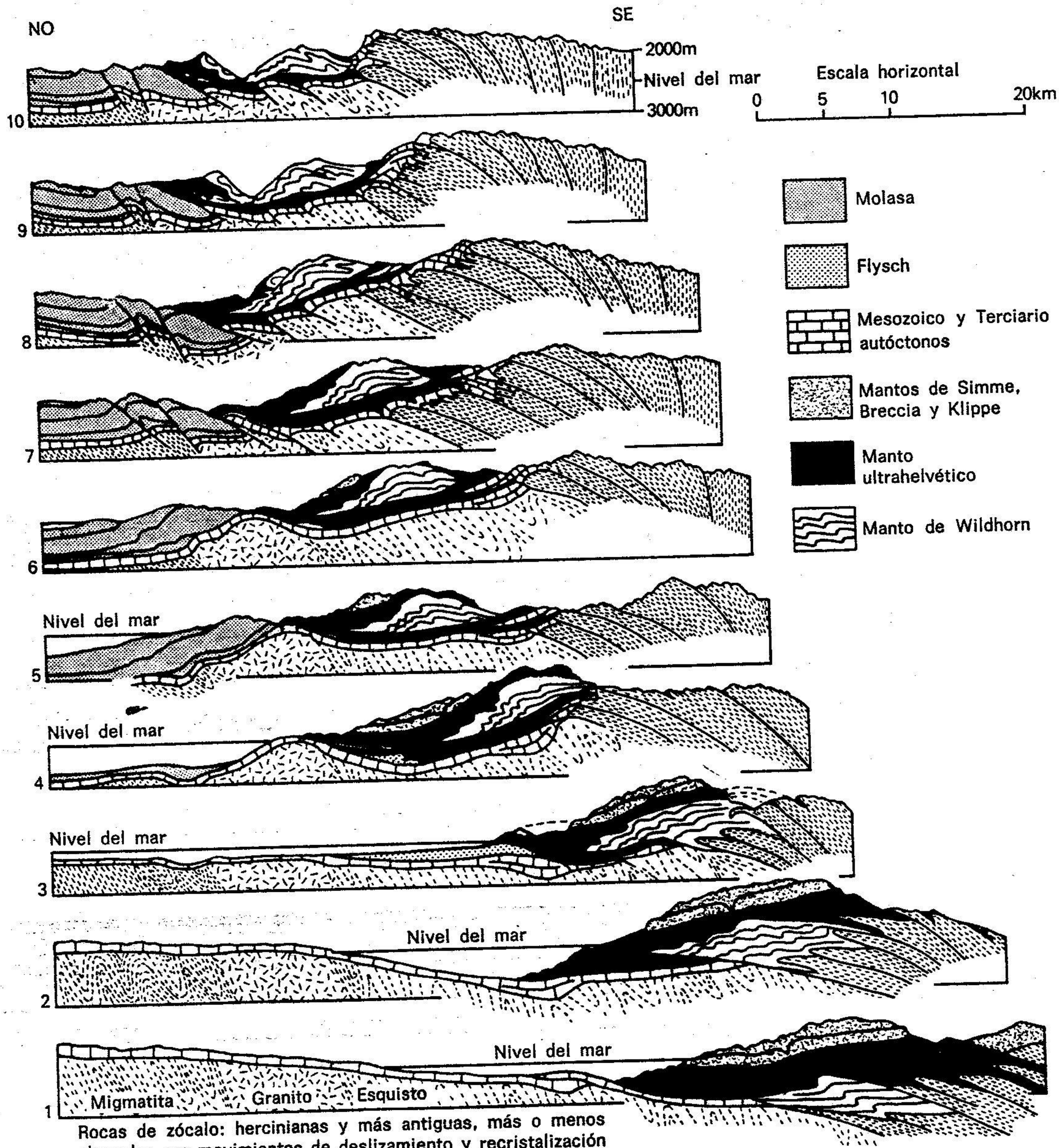
Figura 30.20. Pico del Cielo (Heaven's Peak), Montañas Rocosas, Montana: típico pliegue de gravedad en los flancos de un bloque levantado *(Servicio Geológico de los Estados Unidos de América).*

empiezan a verse en la cubierta calcárea erosionada y su base incompetente cuando el relieve no sobrepasa los 600 m.

Desde que las describieron Harrison y Falcon se ha constatado que las cascadas de pliegues de este tipo, incluyendo muchas de escala inmensamente mayor, son rasgos muy característicos de los flancos de zonas orogénicas levantadas. Los pliegues tumbados bien conocidos que se ven a lo largo del Axenstrasse (Lago Lucerna), ilustrados en la figura 3.11, son parte de una cascada rota perteneciente a uno de los mantos helvéticos asociados al manto de Glarus. Las figuras 30.19 y 30.20 ilustran ejemplos típicos de los Pirineos septentrionales y de las Rocosas de Montana. En las islas Británicas, los pliegues de Stair Hole (figura 1,5, que se continúan por Lulworth Cove (figura 23.57) y la isla de Wight (fig. 23.19) pueden ser debidos a la bajada de sedimentos sobre la ladera de una cuña levantada de rocas del zócalo subyacente.

De mayor importancia en el contexto actual, porque es aplicable a los mantos hercinianos de los Alpes suizos, es el deslizamiento de gravedad de estratos sedimentarios, a veces en el fondo del mar y a veces como resultado de un levantamiento oblicuo de rocas cristalinas del zócalo. Durante medio siglo el manto de Morcle se consideró un cabalgamiento, con su piso de roca granítica herciniana milonitizada. Ésta, supuestamente procedente de entre las Aiguilles Rouges y el Mont Blanc, constituía la base para suponer que el manto tenía sus raíces entre estos macizos, y había sido comprimido y cabalgado hacia el noroeste. En 1946 Schroeder comprobó que la supuesta milonita es una brecha sedimentaria, con una matriz arenosa procedente de la erosión del granito. Esto planteó la necesidad de reinterpretar el manto de Morcle. Casi por la misma época Lugeon llevó consigo a Marc Vuagnat, que entonces era un estudiante, a ver el manto de Morcle y comprobó que la supuesta milonita era una arenisca feldespática. Esta arenisca, obviamente debida a la erosión marina, fue reinterpretada por Lugeon (1947) como procedente de los acantilados de granito

Figura 30.21. El manto de Wildhorn, originado en sedimentos autóctonos, primero se deslizó hacia adelante a consecuencia del levantamiento de gajos de zócalo (1) entre los cuales quedaron atrapadas *(pincées)* algunas partes del manto que se deslizaba (2). Posteriormente, con la persistencia del levantamiento de los gajos de zócalo, el Wildhorn, junto con los mantos de origen sedimentario de encima, siguieron deslizándose hacia el nooreste cabalgando sobre el flysch (4 y 5) y eventualmente sobre las molasas (8, 9 y 10) que se habían ido depositando sucesivamente en depresiones situadas más al noroeste. Las partes del manto de Wildhorn atrapadas entre cuñas de rocas del zócalo no son raíces, sino partes pinzadas de rocas sedimentarias de cobertera (*Según Gunzler-Seiffert,* 1946).



Rocas de zócalo: hercinianas y más antiguas, más o menos alteradas por movimientos de deslizamiento y recristalización durante la orogenia alpina.

herciniano, representantes de las Aiguilles Rouges, que emergían lentamente. Bajo la influencia de los bloques ascendentes de rocas cristalinas hercinianas, que constituían el zócalo sobre el cual se depositaron los sedimentos que forman el manto de Morcle, las rocas sedimentarias blandas del manto se deslizaron hacia el noroeste sobre un fondo marino en cuya superficie había arcosas y bloques de granito. Se mandaron muestras de la arcosa a petrólogos para que las examinaran al microscopio y éstos afirmaron que verdaderamente eran de roca sedimentaria. Lugeon atribuyó la actual elevación del manto de Morcle y la fuerte inclinación de la parte de atrás hacia el sudeste a un levantamiento del zócalo herciniano posterior al emplazamiento del manto de deslizamiento.

La historia de la geología pone de manifiesto que todas las hipótesis son provisionales y deben modificarse a medida que se van conociendo mejor los hechos. Como dijo el propio Lugeon, los errores se limpian con la «bayeta» del tiempo.

A principios de siglo también el manto de Wildhorn se consideraba debido al cabalgamiento resultante del «estrujamiento» alpino. La clave para una interpretación más realista de este manto, como resultado del deslizamiento por gravedad, la proporcionaron una serie de fallas plegadas. A partir de evidencias sedimentarias y de un laborioso proceso de desenvolver las fallas plegadas, Günzler-Seiffert (1952) descubrió que antes del plegamiento estas fallas eran fallas de rumbo normales junto al borde de la cuenca geosinclinal en la cual se depositaron los sedimentos mesozoicos y terciarios. Las fallas, inicialmente de edad herciniana y cortando las rocas cristalinas del zócalo, delimitaron bloques nordeste-sudoeste de sedimentos geosinclinales, y funcionaron como fallas normales orientadas según la dirección de los estratos durante el Mesozoico y el Terciario. Durante la orogenia terciaria, a consecuencia del levantamiento oblicuo de bloques muy empinados de rocas cristalinas del zócalo, limitados por fallas hercinianas, sobre los cuales se habían depositado los sedimentos mesozoicos, los sedimentos se despegaron y, bajo la influencia de la gravedad, resbalaron lentamente hacia el noroeste por la pendiente cada vez mayor de las rocas hercinianas del zócalo. Durante el deslizamiento por gravedad quedaron diferenciados e identificables bloques de sedimentos geosinclinales limitados por fallas. Ahora pueden verse en Interlaken, mirando hacia el valle de Lutechine, en forma de pliegues sucesivos, de tipo cascada, constituidos por rocas sedimentarias jurásicas, cretácicas y terciarias. La figura 30.21 ilustra el deslizamiento gradual del manto de Wildhorn desde la posición de la cuenca geosinclinal hasta su lugar de permanencia final en la región helvética.

El extremo sudoccidental del Macizo de Aar

Baer (1959), discípulo de Wegmann, ha hecho un estudio detallado de las relaciones entre las rocas del zócalo herciniano y su cobertera de estratos autóctonos. Sobre el mapa, el extremo occidental del macizo de Aar se caracteriza por una alternancia interdigitada de rocas hercinianas del zócalo con rocas de cobertera mesozoicas y terciarias (fig. 30.23 (*a*)). Las del zócalo son estratos carboníferos y pérmicos, gneises de edad prehercínica y granito.

Las rocas cristalinas del zócalo herciniano del macizo de Aar están cortadas en gruesos gajos por fallas de gran buzamiento de dirección nordeste. Aunque son pretriásicas, las antiguas fallas siguieron funcionando como fallas normales durante todo el Mesozoico. Baer lo descubrió mediante una investigación detallada de las rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias autóctonas que cubren las rocas cristalinas del zócalo. Tomando como refe-

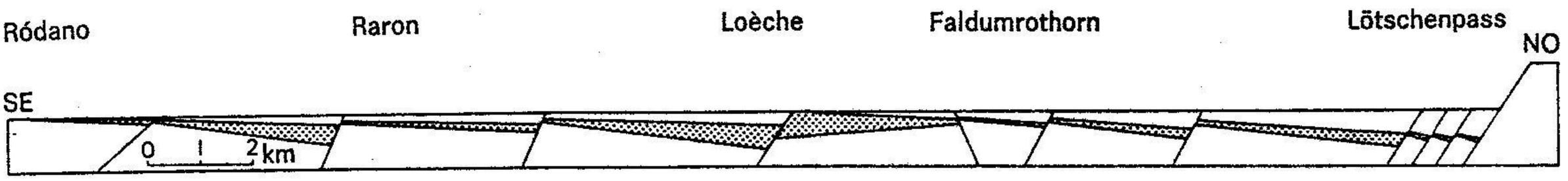


Figura 30.22. Corte reconstruido a través de las depresiones de orientación nordeste-sudoeste del macizo de Aar en las que se depositaron sedimentos mesozoicos. Las depresiones estaban separadas entre sí por alineaciones más o menos emergidas de gneis hercínico del zócalo, que siguieron moviéndose a lo largo de fallas normales hercínicas e hicieron bascular progresivamente hacia el noroeste los fondos de las depresiones (*Según A. Baer,* 1959).

rencia las diferencias de facies estableció que desde principios del Jurásico, y posiblemente ya desde el Pérmico, las rocas sedimentarias se depositaron en depresiones nordeste-sudoeste, separadas unas de otras por prominencias más o menos emergidas de rocas hercinianas del zócalo. Los sucesivos estratos sedimentarios de cada depresión individual se engrosan hacia el noroeste, lo que implica que los fondos de las depresiones marinas paralelas bascularon progresivamente en esta dirección. Esto, a su vez, indica un lento pero persistente hundimiento del lado sudeste de las fallas hercinianas, que de este modo habrían controlado el basculamiento de las superficies altas de los bloques de rocas cristalinas del zócalo (fig. 30.22).

Durante la orogenia alpina, los rellenos sedimentarios de las depresiones marinas separadas adquirieron una forma sinclinal. Los flancos de algunos de los sinclinales buzan fuertemente o incluso están invertidos hacia el nor-noroeste, pero se formaron de modo distinto a como se forman los sinclinales normales. Baer compara los empinados bloques de rocas del zócalo con gigantescas fichas de dominó que se levantaron desigualmente durante la orogenia alpina, de modo que sus antiguas fallas limítrofes funcionaron ahora en sentido inverso. A consecuencia de estos movimientos diferenciales de las rocas del zócalo, los estratos sedimentarios inferiores quedaron atrapados entre las «fichas de dominó». Los geólogos franceses califican estas estructuras sinclinales de *pinzadas (pincées)*, atrapadas. Pero los estratos más altos quedaron en libertad de movimiento y resbalaron hacia el noroeste en forma de mantos (fig. 30.23 *a*, *b*). Baer subraya que la única estructura que puede llamarse «raíz» es la parte de un manto que ha quedado confinada o apoyada en un bloque de rocas del zócalo allí donde éste se ha levantado a lo largo de una antigua falla herciniana (figura 30.23 (*b*)). Llega a la conclusión de que la compresión no empezó hasta el Terciario, y que lo que ésta hizo fue sólo comprimir los estratos autóctonos contenidos en el entramado preexistente, pero la importancia relativa de los mantos helvéticos ya había sido exagerada previamente.

El hecho de que los ejes de los pliegues de los estratos sedimentarios tengan una inmersión de unos 20° hacia fuera de las rocas hercinianas de zócalo del macizo de Aar (fig. 30.23 (*a*)) prueba que las rocas del zócalo siguieron levantándose después del plegamiento de la superestructura sedimentaria. Además, Baer encontró que la inmersión de estos ejes de pliegues es perpendicular a un sistema de diaclasas que atraviesan todo el entramado rocoso, tanto las rocas del zócalo como las sedimentarias de la cobertera.

Las diaclasas, de dirección noroeste y buzamiento de 70° al nordeste, cortan todas las demás estructuras y, por lo tanto, son relativamente jóvenes. Además indican una extensión del 10 a 20 por ciento en dirección nordeste-sudoeste. Esta evidencia, combinada con la inmersión desde el sudoeste de los ejes de los pliegues de los estratos sedimentarios, indica que después de la evolución de las principales estructuras, las rocas cristalinas del zócalo siguieron levantándose desigualmente, con un movimiento que alcanzó su máximo en el centro del macizo, de modo que las rocas hercinianas presentan actualmente un aspecto como el que Argand describió como pliegue de fondo.

Las rocas hercinianas de los macizos de Aar y Mont Blanc no afloraban durante el Mioceno, ya que en las molasas subalpinas más jóvenes no hay cantos hercinianos. La fuente de los detritos que constituyen la molasa fue la gruesa cubierta de sedimentos helvéticos y mantos más jóvenes bajo los cuales estaban enterradas las rocas hercinianas. Esto no significa que los Alpes fueran alguna vez mucho más altos que actualmente; el levantamiento y la denudación han actuado conjuntamente.

Cotejando todas las evidencias relevantes, Wegmann (1957) ha calculado que la tasa promedio de elevación, o sea, la tasa promedio de levantamiento de las rocas del zócalo del macizo de Aar, para los últimos 15 millones de años transcurridos desde la deposición de la molasa más joven, ha sido del orden de 5 o 6 cm cada 100 años. Pero ni la elevación ha sido continua ni la tasa de movimiento constante. Por ejemplo, los grandes conglomerados de la molasa probablemente representan períodos de movimiento rápido. Por referencia a otros datos, se calculó que la tasa promedio de denudación ha sido del orden de 5,7 cm por siglo. Wegmann señala que con esta tasa de denudación, sin un levantamiento concomitante, se habría tardado sólo 3,5 millones de años en reducir los Alpes al nivel de base.

Si no hubiera sido por los levantamientos del zócalo durante el Mioceno, el Plioceno y el Pleistoceno, las montañas suizas hoy día no existirían. Tampoco es nada probable que las montañas de la zona helvética fueran nunca mucho más altas que ahora, ya que el levantamiento y la denudación parece que han estado más o menos equilibrados. Además, el macizo de Aar todavía está subiendo, ya que en la zona se han observado indicios de movimientos recientes y los registros sísmicos de terremotos menores proporcionan pruebas adicionales de estos movimientos.

Montañas del Jura

El Jura está constituido de un conjunto de montañas situadas frente a los Alpes (fig. 30.11). Las rocas sedimentarias que las componen no se depositaron en un geosinclinal, sino en una zona llana tabular. Los pliegues yacen sobre una prominencia de rocas de zócalo hercinianas que no afloran pero que se han detectado en sondeos. En cada extremo del Jura hay un anticlinal abierto, pero el número de pliegues aumenta mucho hacia el centro, donde hay muchos anticlinales, algunos distorsionados y otros más perfectos que determinan el perfil de las montañas (fig. 30.24). Entre algunos de los grupos de pliegues hay montañas del Jura tabulares no plegadas. Aquí los estratos sedimentarios no perturbados están expuestos en extensiones que llegan a medir hasta 77 × 24 km. Además, en el lado convexo del arco del Jura, el *Jura plegado* pasa a la zona del *Jura tabular,* donde estratos horizontales recubren rocas hercinianas del zócalo análogas a las que afloran en los Vosgos, la Selva Negra y el Macizo Central.

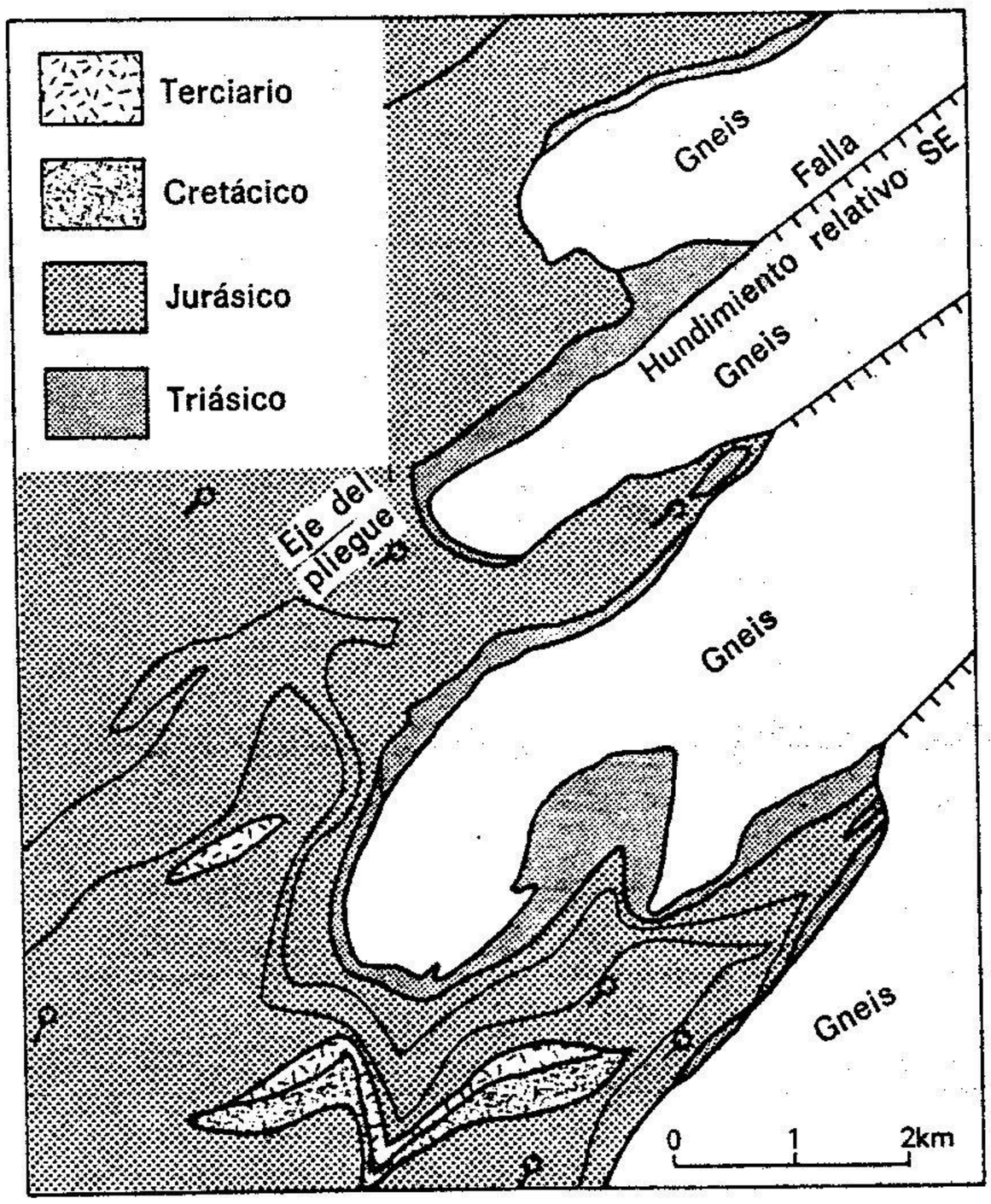


Figura 30.23. (a) Mapa simplificado del extremo sudoccidental del macizo de Aar, mostrando en el plano la inflexión y pinzamiento de estratos triásicos y jurásicos entre bloques levantados de gneis del zócalo, separados por planos de fuerte buzamiento *(Según A. Baer,* 1959).
(b) Corte simplificado del macizo de Aar de sudeste (a la izquierda) a noroeste (a la derecha), que ilustra la inflexión y pinzamiento de estratos triásicos y jurásicos entre bloques ascendentes de rocas del zócalo (*Según A. Baer,* 1959).

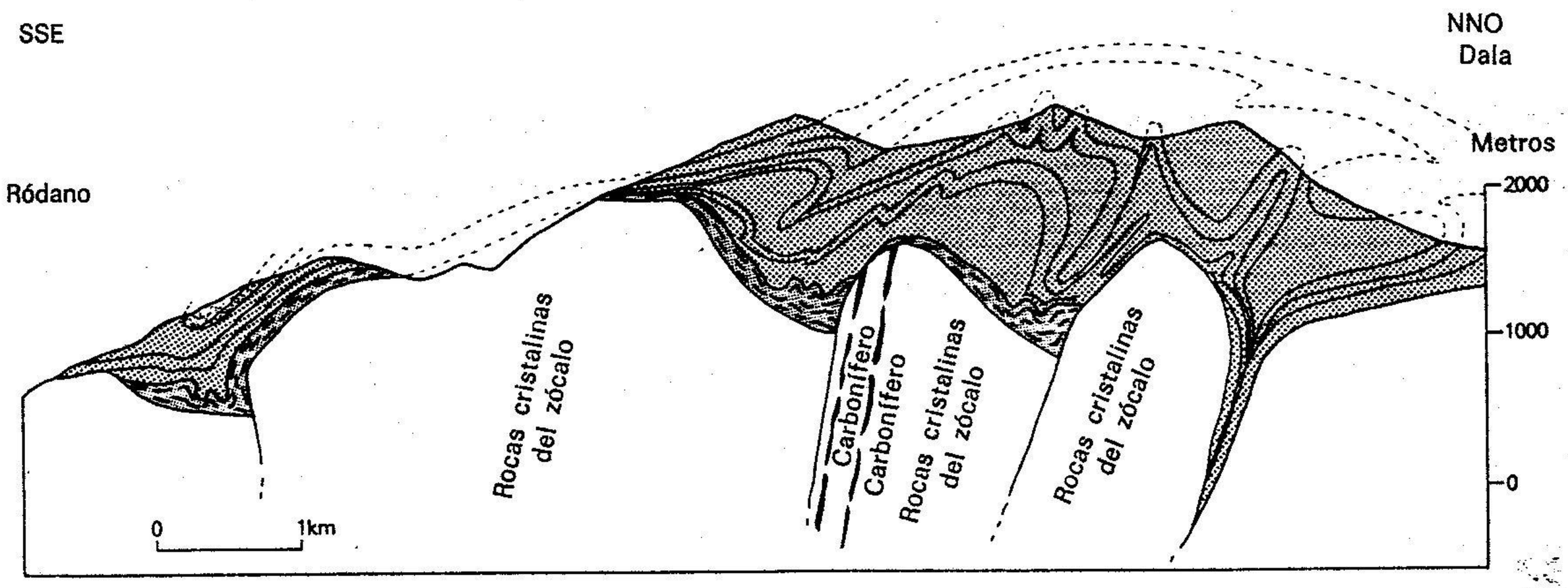
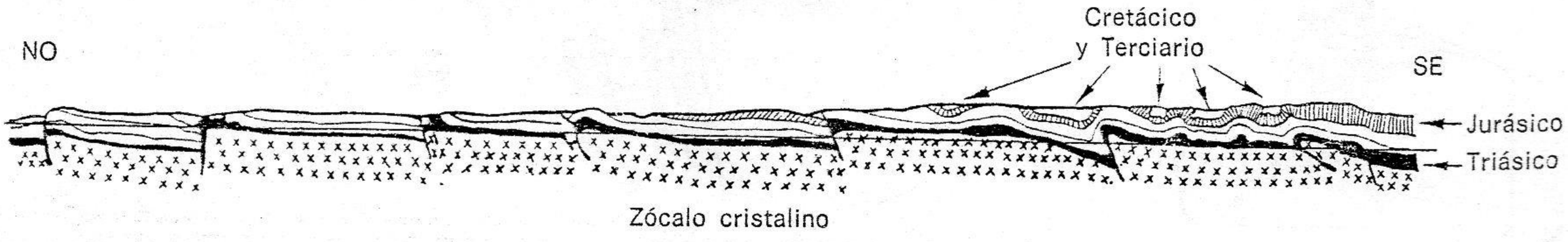


Figura 30.24. Anticlinal en la garganta de Moutier, montañas del Jura, Suiza; ejemplo de morfología concordante *(Peter Christ). De izquierda a derecha: A. Buxtorf, Arthur Holmes, M. Reinhard.*

Los estratos que componen las montañas del Jura son en su mayor parte de edad jurásica, pero los hay desde triásicos a cretácicos medios, y algunos terciarios, principalmente miocénicos, conservados en los sinclinales. Además, el espesor de los estratos aumenta de este a oeste y de norte a sur, y esto vale tanto para cada capa aislada como para todo el espesor.

Mirando las fotografías (fig. 30.24) se podría suponer que el Jura plegado está formado por los pliegues más sencillos. No obstante la complejidad real de éstos se pone de manifiesto por el propio hecho de que se hayan propuesto tanta hipótesis para explicarlos. Buxdorf creyó que e plegamiento se debió al despegue y deslizamient de las rocas de cobertera sobre el nivel del Triá sico, que contiene capas de sal que podrían habe actuado como lubricantes. Aubert en principi creyó que se habían levantado cuñas de rocas de zócalo herciniano y que éstas habían cabalgad flexionando y plegando las rocas de cobertera Posteriormente sugirió que las antiguas rocas de zócalo se habían milonitizado a lo largo de la

Figura 30.25. Corte del Jura francés, desde las cercanías de Besançon a la frontera suiza, para ilustrar la hipótesis de que el levantamiento de bloques del zócalo cristalino es el agente que activa el desarrollo de fallas y el plegamiento de la cobertera sedimentaria. La longitud del corte es de unos 80 km *(Según L. Glangeaud)*



fallas que las atravesaban, y que este estrujamiento había contraído el volumen del zócalo y así se habían plegado las rocas de la cobertera. Glandgeau también relacionó el plegamiento con los movimientos del zócalo herciniano, pero supuso que el zócalo ya estaba inicialmente fragmentado por fallas normales, sobre las cuales los estratos mesozoicos de cobertera se flexionaron y posteriormente se plegaron (fig. 30.25). Wegmann, trabajando a una escala más fina, se dio cuenta de que en los pliegues individuales los estratos se habían movido disarmónicamente, y que el Jura no sólo está atravesado por grandes fallas transcurrentes, sino que también está cortado por fallas menores que a veces sólo fragmentan parcialmente un pliegue individual. En ellas detectó el patrón de los movimientos en el zócalo, y por los espejos de falla estriados y acanalados del Herciniano de los Vosgos, descubrió la importancia de los movimientos horizontales. La figura 30,26 ilustra el zócalo herciniano fallado del Jura de acuerdo con la hipótesis de Wegmann. Los movimientos a lo largo de las fallas han sido tanto horizontales como verticales. Muy esquemáticamente, la figura 30.27 indica cómo los estratos mesozoicos se pueden haber plegado a consecuencia de movimientos horizontales del zócalo, en combinación con el despegue y el deslizamiento a lo largo de la capa basal de sal triásica.

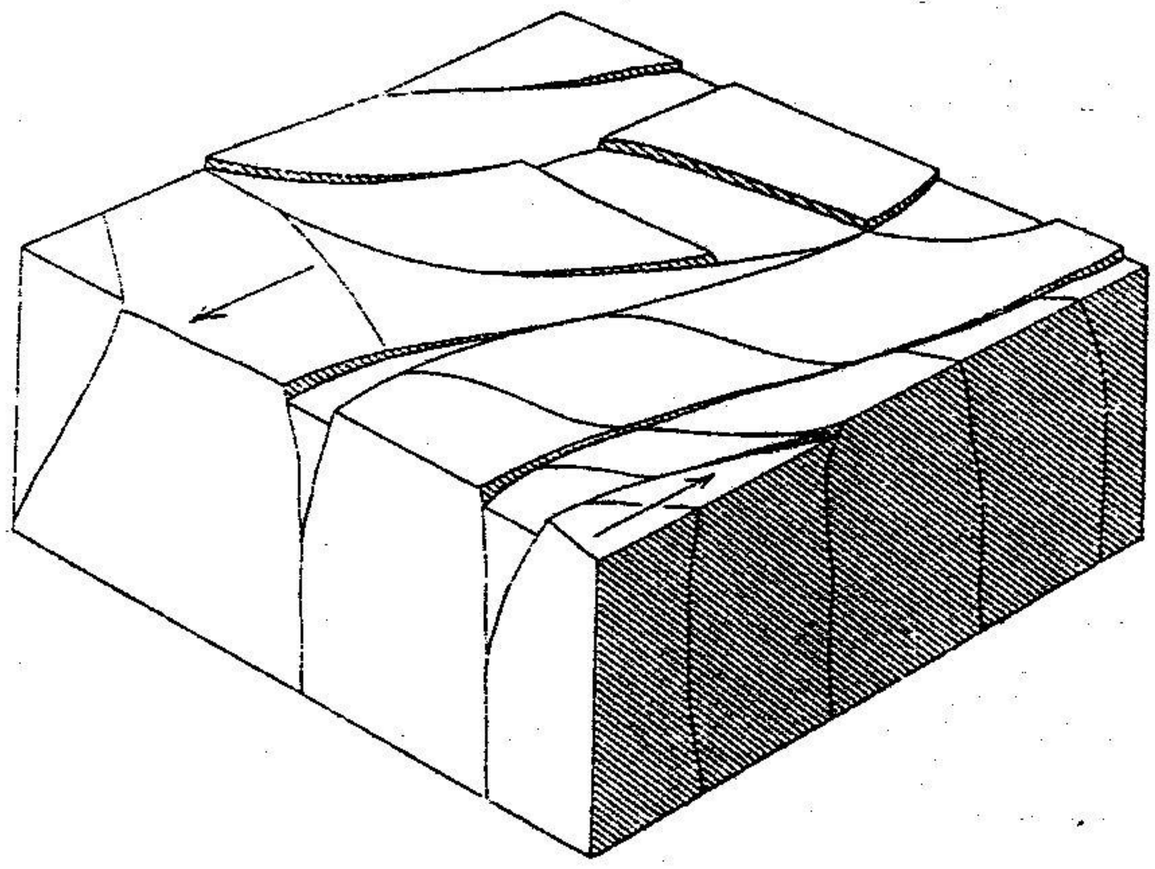


Figura 30.26. Bloque diagrama que ilustra los posibles movimientos complejos de las rocas hercinianas del zócalo del Jura, basado en observaciones del Herciniano que aflora en los Vosgos. El movimiento, aunque es predominantemente horizontal (transcurrente), indicado por las flechas, en general tiene además una componente vertical, indicada por la trama (*E. Wegmann,* 1961).

Hay todavía otras hipótesis propuestas para explicar los pliegues del Jura. El objetivo de presentar aquí una selección de las hipótesis es el mostrar la imposibilidad de encontrar una solución correcta sentándose en un despacho y pensando o mirando figuras. El trabajo de un geólogo es salir al campo, como estos geólogos suizos, y mirar.

La parte más profunda de la zona penina

El zócalo de la parte más profunda de la zona penina de los Alpes corresponde a bloques de rocas cristalinas limitados por fallas hercinianas de fuerte buzamiento tanto en el macizo Aar como en cualquier otra parte de la zona helvética. Sin embargo, como quedó enterrado bajo una carga

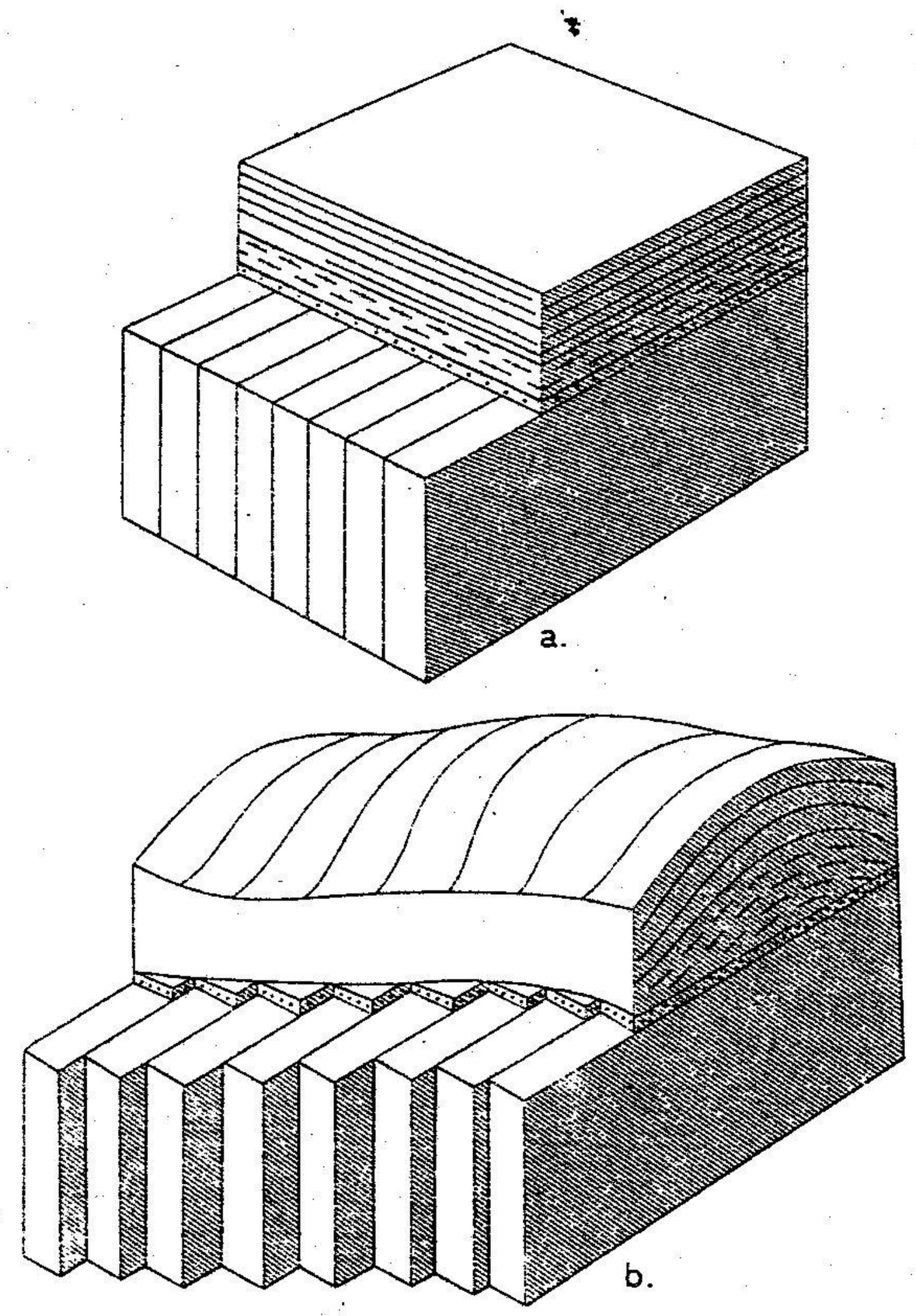


Figura 30.27. Bloques diagrama esquemáticos que ilustran el despegue y plegamiento de las rocas sedimentarias de cobertera del Jura, resultantes de los desiguales movimientos horizontales de gajos de rocas del zócalo a lo largo de fallas transcurrentes de fuerte buzamiento (*E. Wegmann,* 1961).

Figura 30.28. Corte de los Alpes en que se ven las lenguas de zócalo de los Alpes peninos.
PA = estratos paraautóctonos y autóctonos del macizo de Aar
W = manto de Wildhorn
3 = pinzados (en blanco) de rocas mesozoicas (los pinzados sombreados son *esquistos lustrosos,* rocas metamórficas que originariamente eran estratos triásicos a eocénicos).
2 = rocas graníticas hercínicas parcialmente transformadas a terciarias en las lenguas de rocas del zócalo.
1 = gneis prehercínico.
(*Según W. H. Nabholz,* 1954).

adicional, tiene un estilo más flexible. Cada gajo cristalino tiene una forma de lengua curvada, a la cual también se aplica el término manto (figura 30.28). Como lo ha sintetizado Trümpy (1960), el término suizo *nappe* (manto) incluye estructuras de diferentes estilos y orígenes.

La parte más profunda observable del edificio alpino está constituida por lenguas cristalinas de la culminación Tessino-Simplón. Cada uno de estos mantos tiene un núcleo de composición granítica con una cáscara de gneis, la cual tiene una zona interna de migmatita *(embrequita)* y otra externa de gneis *(ectinita)*. Nabholz (1954) considera que el gneis envolvente es prehercínico y que los núcleos graníticos representan intrusiones emplazadas en aquél durante la orogénesis herciniana. Admite, sin embargo, que todas estas rocas cristalinas se metamorfizaron durante la orogenia alpina. Encuentra que gran parte de los sedimentos posthercínicos se han despegado y desplazado hacia adelante, hacia la región frontal. Como en el caso de los mantos helvéticos, los elementos más altos de la zona penina ya no siguen considerándose pliegues tumbados exagerados con un flanco inferior pulverizado.

La orientación de las estructuras lineales de estos mantos cristalinos de la zona de Tessino ha sido estudiada, tanto en el campo como al microscopio por medio de técnicas petrográficas, por Wenk (1943, 1955), Hasler (1949) y Günthert (1956). Estos estudios no dejan ninguna duda respecto a que las rocas cristalinas de los mantos de Tessino fueron tanto plegadas como metamorfizadas durante la orogenia alpina, con una recristalización sincrónica con el movimiento. Además, los núcleos graníticos (de granito, granodiorita y diorita cuarcífera) de algunos de los mantos se han introducido a través de las rocas que los recubrían y, sea cual sea la edad de sus materiales iniciales, ahora aparecen como intrusiones terciarias. En las rocas cristalinas que recubren el granito todavía quedan estructuras residuales de edad prealpina. Aunque en su mayor parte se han borrado, incluso en los niveles más altos. Si tuviéramos que seguir la antigua sugerencia de Lyell, la edad de algunas de las rocas graníticas del corazón de los Alpes sería herciniano-alpina y la de otras posiblemente precámbrico-alpina. En la región de Ticino, Jager y Faul dataron por el método del potasio-argón muestras de mica del núcleo granítico y de la cáscara gneísica del manto Lepontino, y encontraron que su edad era de 18 millones de años, lo que confirma la evidencia petrográfica de que, durante los movimientos alpinos, las micas se recristalizaron completamente.

Movimientos disarmónicos entre tres niveles estructurales

Ya habrá quedado claro que, en los Alpes suizos, los estratos geosinclinales de cobertera y las rocas cristalinas del zócalo subyacente se movieron disarmónicamente durante la orogenia alpina. Es interesante fijarse en la evolución de las ideas a través de generaciones sucesivas. Maurice Lugeon fue responsable de la síntesis inicial y sucesión de los mantos helvéticos en 1903. Sin embargo, le correspondió a su discípulo, Emile Argand, el descubrir que las culminaciones de los mantos sobre los macizos hercinianos se debían a levantamientos de las rocas del zócalo, aunque él imaginó que todo el movimiento había sido de

edad alpina. Gracias a los esfuerzos de muchos investigadores más jóvenes, se sabe ahora que las rocas del zócalo se han estado elevando por lo menos desde principios del Jurásico a modo de gajos empinados, o fichas de dominó, para emplear la expresión de Baer. La tercera generación de grandes tectonistas alpinos está representada por Eugene Wegmann, discípulo de Argand. Cuando era joven, Wegmann se dio cuenta de que para comprender los movimientos orogénicos era preciso estudiar niveles aún más profundos que los expuestos en el núcleo de la zona penina de los Alpes. Por consiguiente, empezó su carrera dedicando muchos años, aproximadamente tres en cada país que visitaba, al estudio del Herciniano en Francia, del Caledoniano en Escandinavia, del Precámbrico en Finlandia, del Caledoniano en Groenlandia oriental y del Precámbrico en el sudoeste de Groenlandia.

En Finlandia, guiado por Sederholm, Wegmann vio migmatitas en las cuales se conservan movimientos tectónicos de algunos de los niveles más profundos observables de la corteza siálica. Juntamente con Kranck, cartografió las estructuras de la franja suecofinesa hasta el este de Helsinki y encontró que se curvaban en dos arcos principales, cóncavos hacia el norte, alrededor de núcleos abombados a modo de domo de granito de Hangö. Las rocas que los recubren son leptitas, mármoles, esquistos, gneises grises y metabasaltos, incluyendo lavas almohadilladas, todo ello más o menos migmatizado. Al igual que había hecho Sederholm antes, Wegmann utilizó los enjambres de diques de basalto (metamorfizado) como eventos, representantes de intervalos de tiempo definidos, con referencia a los cuales se podían distinguir sucesos más antiguos y más recientes. En los mantos de domos graníticos hay pliegues tumbados, invertidos hacia el sur, cortados por un enjambre de diques basálticos. La curvatura de los flancos, planos axiales y ejes de pliegue de estos pliegues tumbados fue posterior al emplazamiento de los diques, ya que algunos de éstos se han doblado o se han dislocado a causa de movimientos de extensión impuestos por los domos graníticos ascendentes. Esta investigación es de gran interés porque representa un mapa estructural temprano (1931) de un domo gneísico cubierto, fenómeno que ahora se conoce bien.

Fue después de trabajar en la región de Scorsby Sund, de Groenlandia oriental, donde en las altas paredes de los fiordos afloran niveles estructurales aún más profundos, cuando Wegmann formuló su interpretación de los estilos de movimiento en tres zonas estructurales situadas a distintas profundidades. La zona estructural más profunda —la *infraestructura*— se reconstruye a partir de rocas cristalinas formadas durante una o más eras geológicas antiguas. En la zona de las migmatitas, pero no de fusión total, ya que todavía se pueden descifrar estructuras antiguas y se puede ver cuál es la dirección de movimiento. La mayor parte del nivel estructural más alto —la *superestructura*— está compuesta por un gran espesor de rocas sedimentarias y volcánicas, que representan la fase geosinclinal de la orogenia concreta de que se trate. La superestructura también puede incluir partes de las rocas cristalinas del zócalo sobre las cuales se depositaron las rocas geosinclinales, como en el caso de los Alpes suizos (fig. 30.29). Entre ambas zonas estructurales se encuentra la zona de *transición,* zona de despegue entre los niveles de movimiento superior e inferior, en la cual tienen lugar movimientos de ajuste.

Cuando se ha acumulado un espesor suficientemente grande, del orden de 10 a 20 km, de rocas sedimentarias y volcánicas geosinclinales, tanto por deposición directa como por la posible adición de mantos que se deslizan bajo la influencia de la gravedad, las partes inferiores de las rocas del zócalo subyacente resultan tan profundamente hundidas bajo esta carga que caen en la zona de fluencia de rocas y migmatización. A la superficie superior irregularmente curvada de esta zona de migmatitas Wegmann la llamó *frente migmatítico.* Incluso en un estadio inicial de una orogénesis el frente migmatítico, como el representado en la figura 30.29, puede haber subido localmente hasta los niveles más bajos de las propias rocas geosinclinales. Por otra parte, y como se ve también en la figura 30.29, en los bordes de un orógeno ascendente puede haber partes de las rocas cristalinas del zócalo que se encuentren todavía sobre el frente migmatítico, como en los Alpes suizos. En otras palabras, el frente migmatítico es oblicuo tanto a la estratigrafía como a las estructuras más antiguas. También puede atravesar estructuras de formación corriente, ya que algunos pliegues del zó-

Figura 30.29. Representación esquemática de sedimentos geosinclinales que recubren rocas del zócalo (RZ) de períodos más antiguos. La parte punteada situada por debajo de la línea de trazos que atraviesa la estratigrafía representa la infraestructura (I), y la de encima, tanto en los sedimentos geosinclinales como en las rocas del zócalo representa la superestructura (S). La línea de trazos que separa la infraestructura de la superestructura representa el frente migmatítico, límite superior alcanzado por la migmatización. La parte de punteado poco denso en los sedimentos geosinclinales situada inmediatamente encima de la infraestructura representa la zona de transición, zona de metamorfismo regional (*Según E. Wegmann,* 1935).

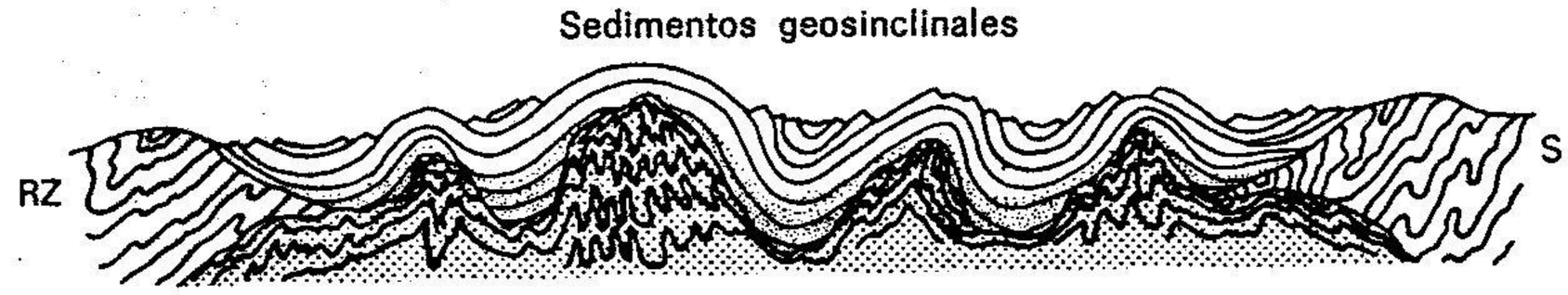


Figura 30.30. Durante una orogenia, la infraestructura migmatizada fluye masivamente hacia arriba, como los domos de sal, en los puntos en los que inicialmente el frente migmatítico ya estaba relativamente alto. La superestructura, como una masa inerte, resulta flexionada sobre los domos ascendentes (domos gneísicos revestidos) de la infraestructura, formando grandes anticlinales y sinclinales. La parte de punteado poco denso de los sedimentos geosinclinales es la zona de despegue *(décollement)* entre la infraestructura y la superestructura: la zona de metamorfismo regional (*Según E. Wegmann,* 1935).

calo se sitúan sobre el frente migmatítico y otros debajo de él.

Así como los domos de sal ascienden por flujo reídico, así, en las partes más profundamente enterradas de un orógeno, las rocas que sufren migmatización empiezan a subir en forma de estructuras mayores alargadas y en domo sobre las cuales las superestructuras se doblan en grandes arcos (figura 30.30). El levantamiento persistente de la infraestructura impone movimientos ulteriores a la superestructura y los estratos que la componen se deslizan cuesta abajo de diversas formas, alejándose de las alineaciones y domos ascendentes, sobre los cuales la superestructura se adelgaza. Sin embargo, la extensión de la superestructura sobre la infraestructura ascendente se realiza de diversos modos. Bajo una carga adicional de 5 o 6 km, Fourmarier, famoso geólogo belga, encontró que la extensión podía expresarse por los tipos de esquistosidad. A niveles estructurales más altos, la extensión queda reflejada por los modelos de bloques fallados y diaclasas, como se describe en la página 155.

Entre la infraestructura activamente ascendente y la superestructura relativamente inerte pero que se extiende y resbala cuesta abajo, se encuentra la zona de transición. Las rocas de la zona de transición también se extienden y se adelgazan por deslizamientos sobre la estructura ascendente y en sus alrededores. Como las rocas de la zona de transición se encuentran bajo una gran carga y en una región de temperatura elevada, sus movimientos de deslizamiento, combinados con recristalización, llevan a la evolución de la esquistosidad y la foliación. La zona de transición es una zona de despegue entre los movimientos de la infraestructura ascendente y los deslizamientos de la superestructura. Se puede equiparar a la zona de metamorfismo regional, en la cual las rocas se transforman en *cristalofílicas,* término de origen francés.

Muchos investigadores han constatado que la orientación horizontal de la esquistosidad de rocas cristalinas indica que durante su formación, los mayores esfuerzos compresivos actuaron según la vertical, pero éstos se han considerado tradicionalmente sólo en términos de carga adicional. Realmente, las zonas de profundidad de Grubenmann, complementadas con el concepto de Eskola de facies metamórficas, son expresiones de esta idea. Por otra parte, un famoso geólogo norteamericano, Van Hise, en su gran *Treatise on Metamorphism,* publicado por el Servicio Geológico

de los Estados Unidos en 1904, consideraba los esquistos cristalinos y los gneises como una expresión de la fluencia de rocas resultante de la extensión en profundidad debida a la carga.

Wegmann vio que la esquistosidad horizontal de las rocas de la zona de transición era una expresión de movimientos de extensión concomitantes con recristalización. Roques hizo un descubrimiento similar alrededor del domo de Agout en el Macizo Central francés (véase la pág. 206). Encontró que, a medida que fue subiendo el domo de Agout, los esquistos cristalinos situados sobre él se fueron extendiendo, de modo que su esquistosidad resulta más o menos paralela a la superficie del domo. Aquí, el levantamiento de un domo de migmatita y la recristalización y alineamien-

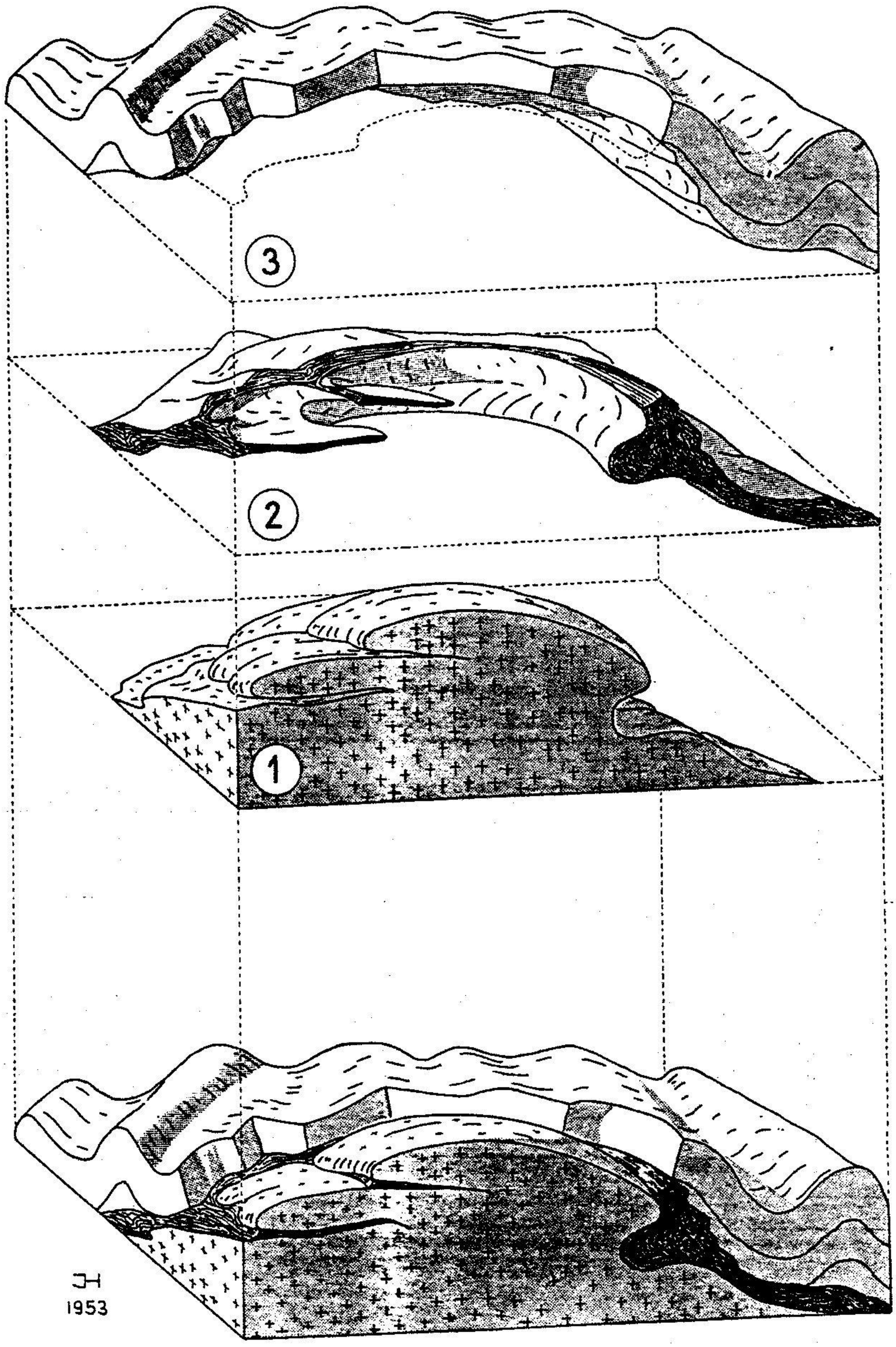


Figura 30.31. Representación esquemática de los estilos de movimiento de cada uno de los tres niveles estructurales. La figura de abajo muestra sus interrelaciones, y las tres de arriba ilustran cada nivel por separado.

1. La infraestructura fluye hacia arriba con una forma global de tipo domo
2. La zona de transición es la zona de movimientos de despegue y cizallamiento que en parte queda atrapada entre lenguas acostadas de la infraestructura.
3. La superestructura presenta pliegues de deslizamiento por gravedad que se alejan de la cumbre de la infraestructura ascendente (*Según J. Haller,* 1955).

to de minerales que produjeron la esquistosidad fueron contemporáneos. Wegmann observó que, a medida que los esquistos de la zona de transición se extendían y adelgazaban sobre la infraestructura ascendente, se engrosaban correspondientemente entre los domos o alineaciones de la infraestructura.

En realidad, las formas estructurales de la superestructura y de la zona de transición de un sistema orogénico son mucho más complejas de lo que podría sugerir esta breve discusión. Ello se debe al hecho de que una gran variedad de estructuras de movimiento pueden quedar impresas unas sobre otras. Por la secuencia de algunas de estas estructuras sobreimpresas suele ser posible descifrar si las rocas implicadas se hundieron progresivamente y quedaron cada vez más profundamente enterradas o si subieron y progresivamente se fueron aproximando a la superficie terrestre.

En la figura 30.31 se reproduce una representación esquemática de las relaciones entre los tres niveles estructurales de Wegmann, tal como los ilustró Haller (1955), quien durante muchos años estudió el este de Groenlandia. Las formas de masas reales de infraestructura que han fluido hacia arriba como domos de sal por flujo reídico se representan en la figura 30.32.

Otra ilustración instructiva de esta región es la figura 9.9 que, como la figura 30.32 (*b* y *c*), muestra pliegues tumbados, resultantes de flujo lateral, a niveles donde este modo de deformación encuentra una resistencia menor de la que supone la continuación hacia arriba de la intrusión, por lo cual debe haberse producido su expansión lateral. La figura 30.32 explica claramente cómo es que en algunas partes de los antiguos sistemas orogénicos la foliación o líneas de flujo de las migmatitas y rocas asociadas se pueden ondular suavemente sin

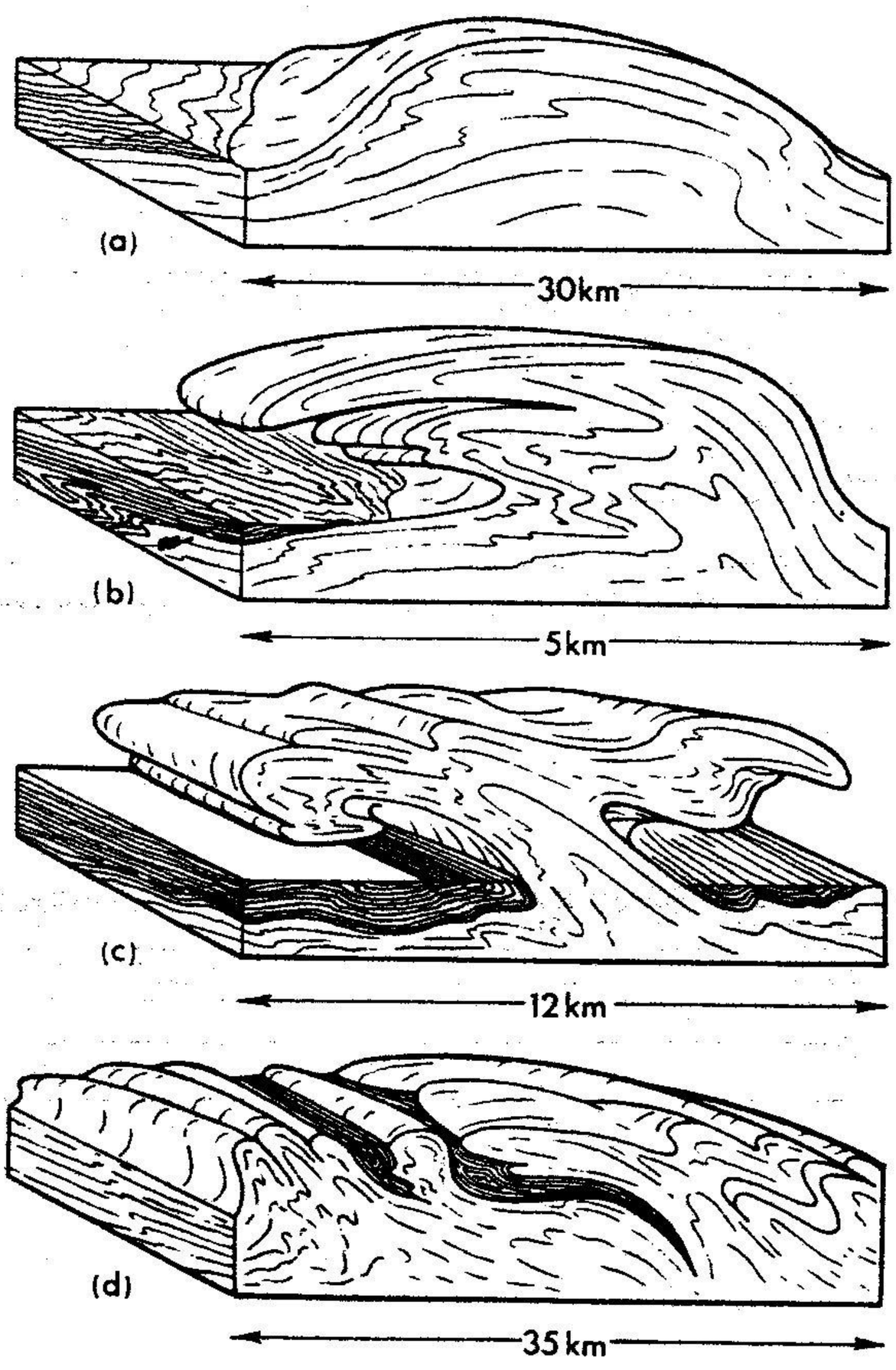


Figura 30.32. Ejemplos de domos de migmatita infraestructurales que afloran en las paredes del fiordo Francisco José, donde el complejo migmatítico caledoniano de Groenlandia oriental está expuesto en afloramiento continuo hasta unos 2000 metros sobre el nivel del mar. Las estructuras de la infraestructura se ven muy bien gracias a las bandas oscuras de anfibolita. Las ilustraciones están dibujadas sin la superestructura *(J. Haller)*.

Domo migmatítico simétrico entre 20 y 40 km de diámetro.

Lóbulos frontales unilaterales, algunos de los cuales pasan a estructuras en forma de mantos de tipo lengua que se extienden lateralmente hasta distancias de 100 km.

Lóbulos frontales bilaterales (estructura en «seta») alimentados desde diapiros ascendentes de migmatita y granito.

Ejemplo típico de complejo migmatítico con pinzados de rocas más recientes, ahora considerado típico de facies de metamorfismo regional.

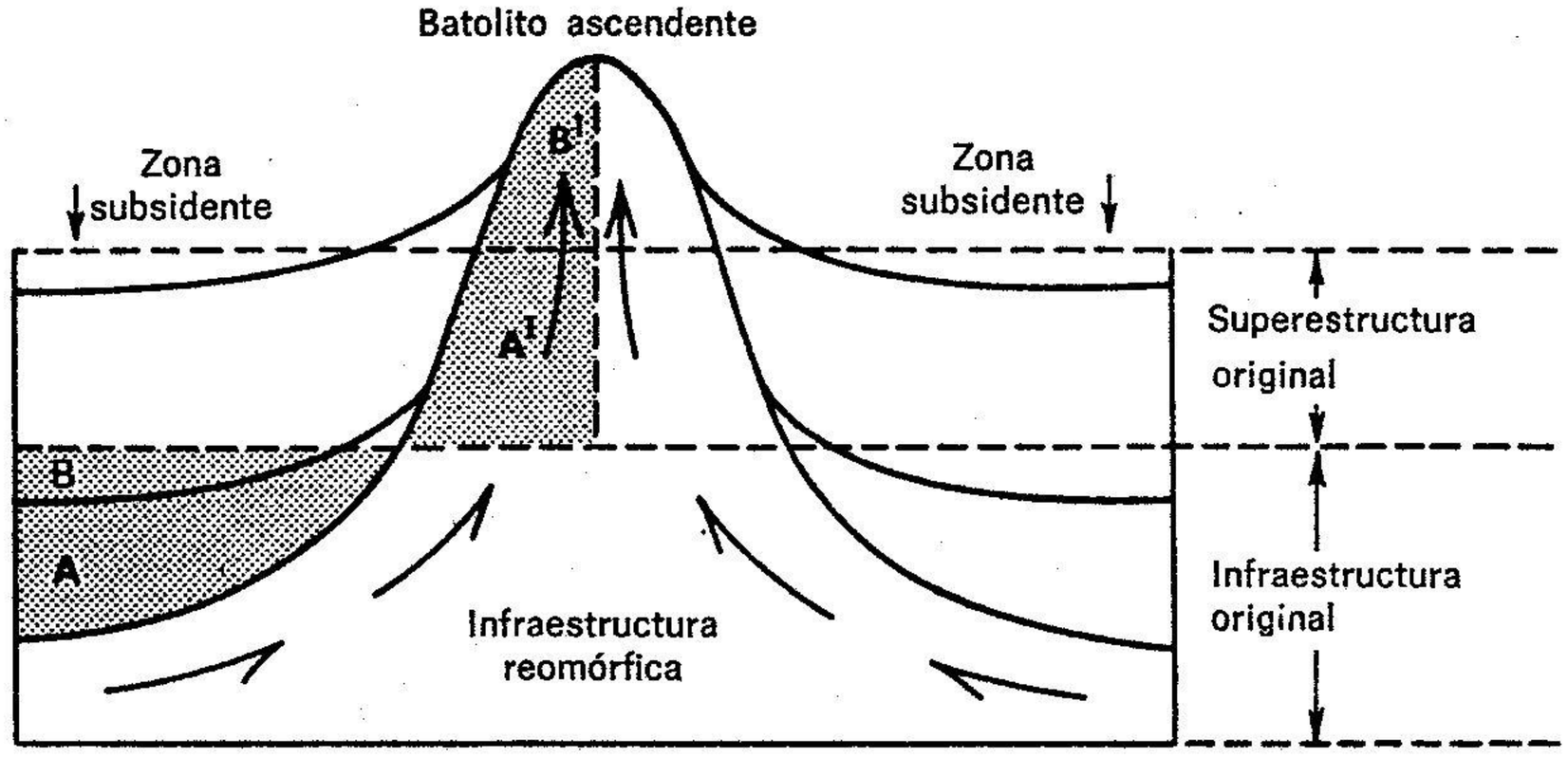


Figura 30.33. Pretende ilustrar el ascenso de un batolito granítico y el arqueamiento hacia arriba de la superestructura, que en casos favorables llega a la superficie. Si el espesor de la infraestructura movilizada, de la cual se alimenta el batolito, se mantiene suficiente como para mantener el flujo hacia el centro, la parte superior rígida del batolito puede seguir siendo empujada hacia arriba. El diagrama se ha construido de modo que el volumen de roca movilizada A + B sea igual a A′ + B′, siendo A aproximadamente igual a A′, que es el volumen de superestructura desplazada. La subsidencia marginal corresponde a B, que es equivalente (descontando los efectos de arrastre hacia arriba) al volumen B′ del batolito que ha subido por encima de la superficie original de la superestructura.

desviarse mucho de un plano horizontal, mientras que en otras partes —las que se han denudado a mayor profundidad en relación con las estructuras diapíricas— se mantienen casi verticales a través de largas distancias. En ambos casos, las líneas de flujo tal como aparecen en superficie pueden ser más o menos circulares o elípticas, como en el caso en que la superficie corta transversalmente la parte superior de un domo (fig. 30.32 (*a*)) o el «pie» de una estructura en seta (fig. 30.32 (*c*)).

La figura 30.33 sirve para ilustrar en la forma más simple posible cómo las migmatitas y las rocas graníticas pueden subir diapíricamente a grandes alturas, desplazando hacia abajo y lateralmente las rocas envolventes a través de las cuales suben. Éstas necesariamente resultan plegadas y falladas a consecuencia de *a*) levantamiento y extensión de la superestructura sobre la parte alta de la infraestructura ascendente, con formación de mantos y/o cascadas de pliegues por deslizamiento de gravedad; *b*) arrastre ascendente diferencial en los flancos de la infraestructura que sube, y *c*) subsidencia diferencial hacia la depresión marginal o surco periférico. Para los fenómenos correspondientes en domos de sal, véase las figuras 10.2 y 10.3. La figura 30.34 muestra un sorprendente conjunto de domos diapíricos de migmatitas y rocas graníticas de Rodesia. Está claro que las estructuras se deben al flujo reídico hacia dentro y hacia arriba de rocas siálicas muy móviles y al flujo complementario hacia abajo de esquistos que representan sedimentos y lavas básicas metamorfizados. Las rocas graníticas más jóvenes (pegmatitas) se han datado como de hace 2680 millones de años, mientras que las más antiguas probablemente se remontan a más de 3000 m. de a. «Batolitos gregarios» análogos se conocen en otros escudos precámbricos que se han denudado hasta lo que un día fueron niveles muy profundos del sial.

Debe recordarse que el «flujo» mostrado por estas rocas es flujo *reídico,* no líquido. Muchos geólogos se refieren a rocas que presentan este tipo de estructuras de flujo como si éstas hubieran sido «magma» cuando tuvo lugar la fluencia, dando así la impresión errónea de que las rocas se originaron a partir de un estado líquido, aunque saben perfectamente que no eran más líquidas que un glaciar o un domo de sal. La investigación detallada de Berthelsen (1960) de un domo granítico precámbrico de Groenlandia occidental servirá para convencer a quien lo necesite. El domo tiene una cubierta isoclinalmente plegada (fig. 30.36), pero el conjunto de la estructura es el resultado de tres períodos de plegamiento, con replegamiento de los pliegues previos y ascenso diapírico final de una parte (fig. 30.35).

Volviendo a la estructura de los Alpes suizos, ahora resulta evidente que los mantos peninos de la región de Tessino representan el nivel más alto de infraestructura, comparable con el ilustrado en la figura 30.32 (*d*). Los mantos helvéticos, junto con el autóctono helvético y su zócalo herciniano,

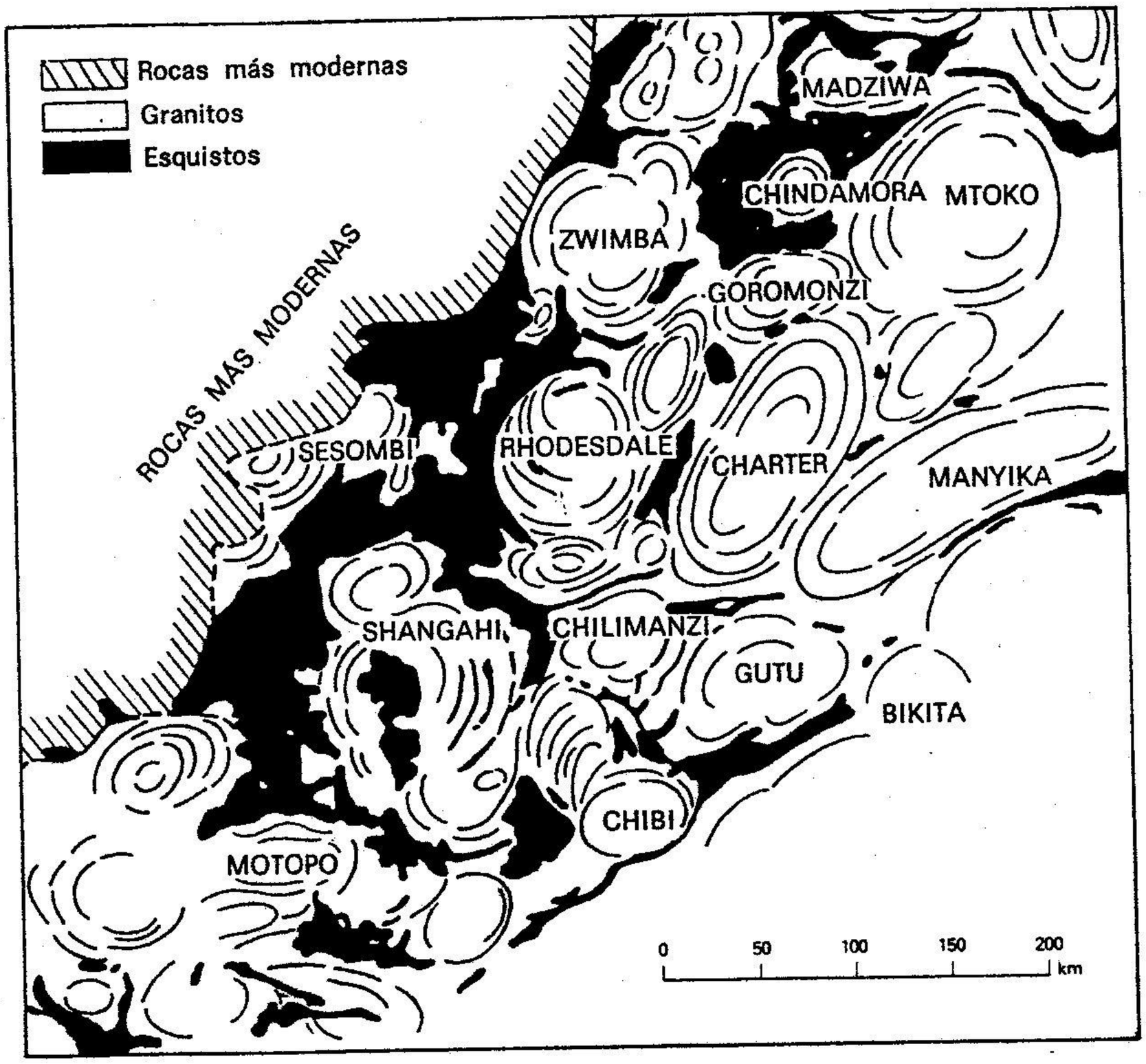


Figura 30.34. Mapa esquemático generalizado de domos diapíricos de rocas graníticas y migmatitas en el cinturón orogénico rodesiano Shamvaiiense-Bulawayense-Sebakwiense *(A. M. Macgregor).*

se sitúan sobre el frente migmático y forman parte de la superestructura. Las partes intermedias de la zona penina, caracterizadas por rocas cristalinas cabalgantes, representan la zona de transición.

Los tres niveles estructurales no son exclusivos de Groenlandia y Suiza; son igualmente característicos del Caledoniano de Noruega. A principios de siglo, las rocas cristalinas de Noruega occidental se consideraban precámbricas. Sin embargo se encontró que durante la orogénesis caledoniana se habían migmatizado y habían ascendido en forma de domos infraestructurales. Durante los movimientos, el Eocámbrico de encima, que en principio era discordante sobre el Precámbrico, se movió y resultó paralelo a éste. La figura 30.37 ilustra la relación entre los domos infraestructurales y las rocas de metamorfismo regional suprayacentes. Las inclusiones lineales y arqueadas de Eocámbrico en los domos infraestructurales de Precámbrico migmatizado, representan materiales atrapados o *pinzados* como los de la figura 30.32 (*d*). Allí donde estos pinzados están confinados por len-

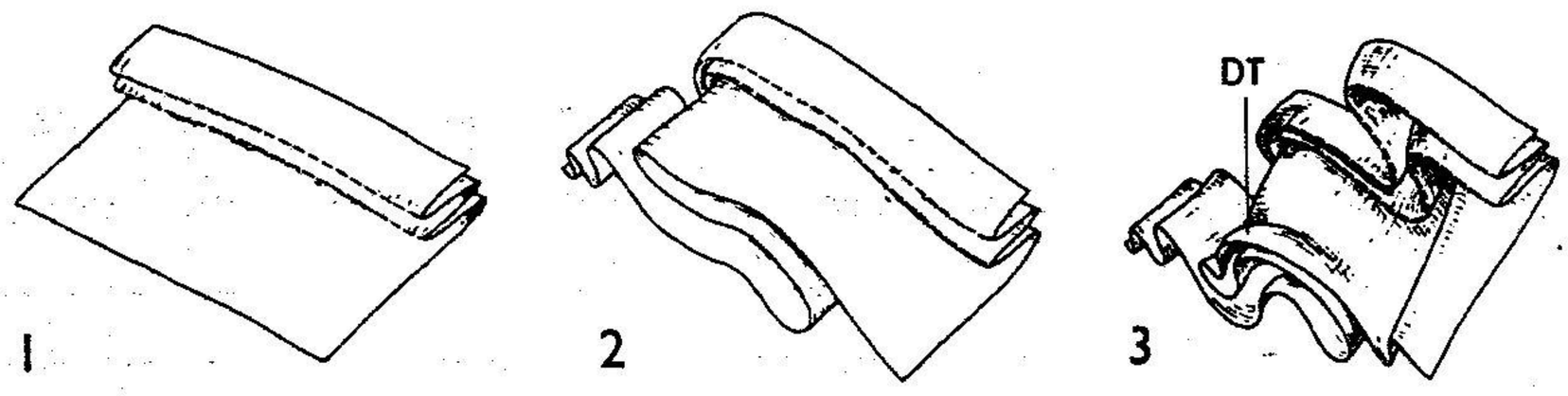


Figura 30.35. Diagramas esquemáticos que representan la secuencia de plegamientos resultantes de la evolución del domo gneísico recubierto de Tovqussap:

(1) Plegamiento según ejes de pliegues de dirección noroeste-sudeste

(2) Plegamiento recumbente (en pliegues tumbados) de los pliegues (1) según ejes de dirección nordeste-sudoeste

(3) Arqueamiento en forma de domo de (2) con lo que resulta el domo de Tovqussap (DT) y su cobertera (fig. 30.36) (*A. Bethelsen,* 1960).

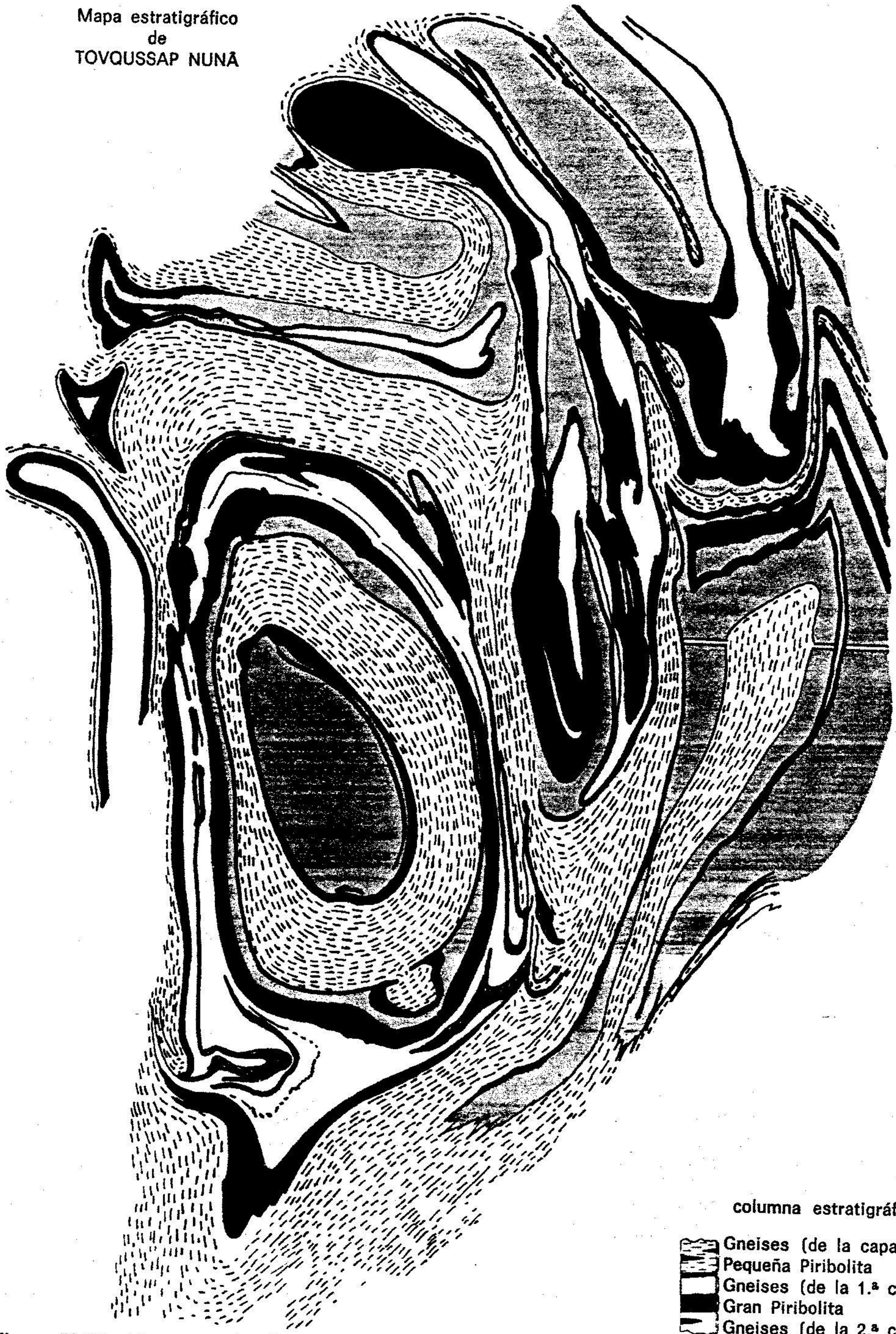


Figura 30.36. Mapa estratigráfico del domo gneísico de Tovqussap Nunâ y de su cobertera, Groenlandia occidental (*A. Berthelsen,* 1960).

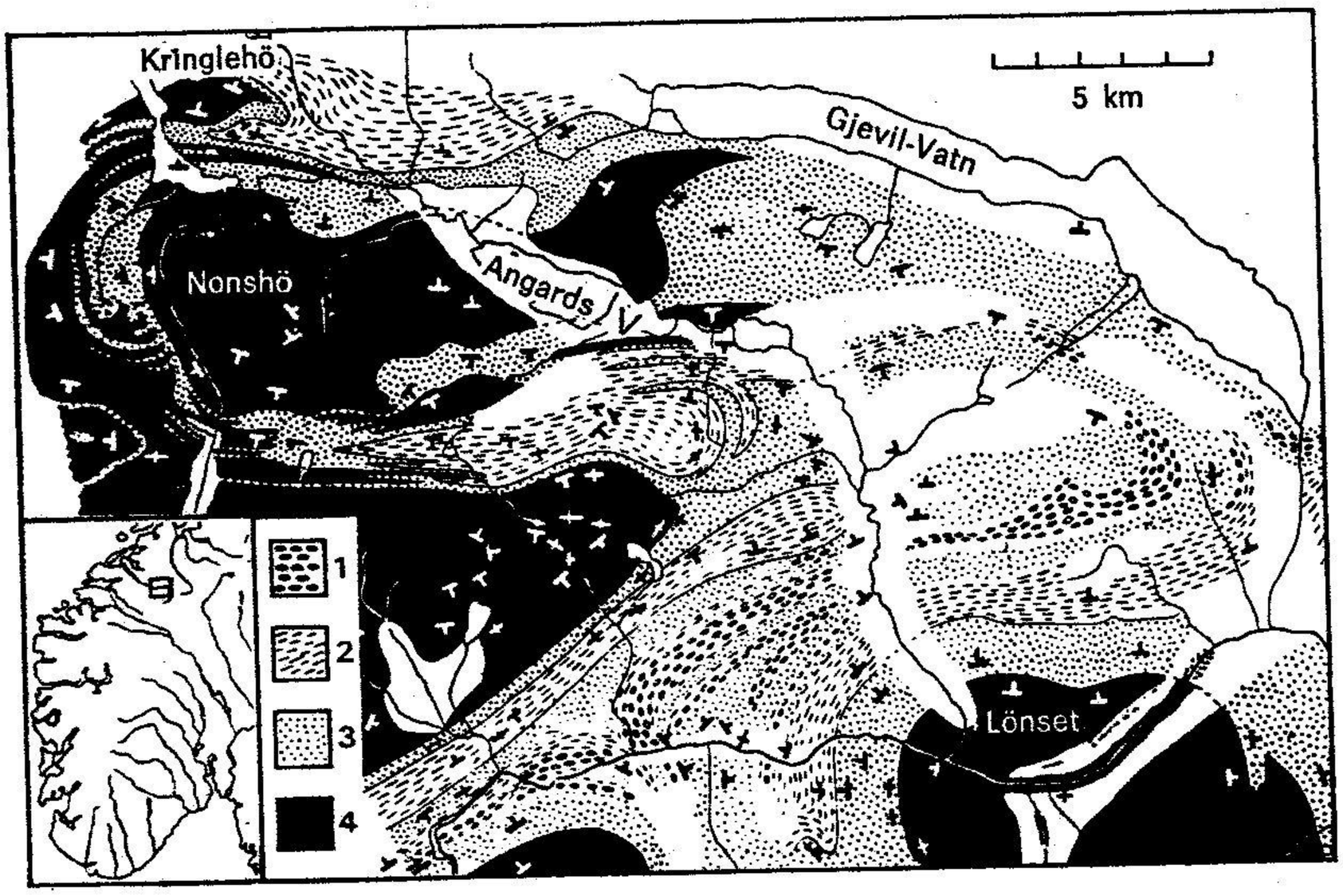


Figura 30.37. Región al oeste de Oppdal, Noruega, en la que hay «gneis basal» (4) que representa domos de infraestructura, recubiertos por Eocámbrico (3), «esquistos Trondheim» (2) y gneises ocelares (1). Los domos de «gneis basal» se caracterizan por sus pinzados *(pincées)* de cuarcitas y lajas eocámbricas (3), de afloramientos arqueados y lineales (*Según H. Holtedahl,* 1952).

guas de infraestructura, como en la figura 30.32 (*d*) en el plano horizontal del mapa aparecen como inclusiones lineales. Donde primero se han plegado así y luego se han replegado en la dirección perpendicular, aparecen en forma de inclusiones arqueadas como las de la región de Nomshö de la figura 30.37. Para representaciones de afloramientos arqueados resultantes del plegamiento de pliegue véase la figura 30.2. Los domos gneísicos de la región Haliburton-Bancroft, tan vívidamente descritos por Adams y Barlow en 1910, y por otros posteriormente, parecen tener el sello de los domos infraestructurales, con pinzados arqueados resultantes de las dos direcciones de plegamiento, nordeste la principal y aproximadamente noroeste la de los pliegues cruzados.

Pliegues cruzados

Los que ahora llamamos pliegues cruzados, a principios de siglo solían designarse pliegues póstumos. El motivo de darles este nombre era el de que los pliegues se ajustaban a la dirección de plegamiento de las rocas del zócalo. Por eso se supuso que, después de «muertos», los pliegues póstumos se habían vuelto a mover y habían impreso su dirección en las rocas más recientes de encima. Ahora estos pliegues póstumos se conocen como pliegues cruzados. El movimiento según la dirección cruzada puede ser posterior según la de los pliegues principales, o sincrónico, o anterior a los movimientos según la dirección principal de plegamiento. Cada una de estas posibilidades da lugar a formas algo diferentes. John Sutton (1960) ha hecho un sumario de las pruebas y ha ilustrado los resultados de algunas de las secuencias de pliegues, con una bibliografía completa, para Escocia septentrional. Sin embargo, sobre la causa de los pliegues cruzados se ha escrito muy poco, y es interesante que Wegmann haya ilustrado una posible vía de formación. Las rocas del zócalo, tanto si están encima como si están debajo del frente migmatítico, retienen estructuras plegadas que se ajustan a los movimientos orogénicos a los que estuvieron sometidas y en general, la dirección antigua de plegamiento formará un ángulo fuerte con la de la orogenia general más reciente. Si las rocas del zócalo se mueven según un estilo rígido, como en el macizo de Aar, o según un estilo reídico como la infraestructura, las bandas más graníticas tenderán a subir a mayor altura que lo demás. Como la sal, el granito es una roca de peso específico relativamente bajo. Por consiguiente, en todas partes donde el zócalo subyacente sea granítico los pliegues cruzados anticlinales se imprimirán en las rocas de la superestructura de encima (fig. 30.38). Y, a la inversa, al estudiar un mapa, como el de Escocia, a veces se puede observar que el granito aparece allí donde los pliegues cruzados cortan los pliegues principales.

Ciclo de transformación de las rocas

En la página 116 se hacía referencia a la famosa conclusión de Hutton de que no pudo encontrar «ningún vestigio de un principio». Ahora ya podemos ver bastante claramente por qué no se han detectado nunca restos de rocas corticales originarias. Todas estas rocas, junto con las formaciones más antiguas que se encontraban sobre ellas, hace ya mucho tiempo que se transformaron en rocas más modernas por períodos sucesivos de movimientos orogénicos y granitización. Como se conocen migmatitas y granitos de una docena de grupos de edades diferentes, que cubren un intervalo de tiempo de por lo menos 3400 millones de años, es evidente que los procesos de granitización se han repetido muchas veces.

La figura 30.39 es un intento de resumir gráficamente el ciclo principal de transformación de las rocas, junto con unos cuantos ejemplos representativos de los ciclos menores asociados. Desde luego debe de haber innumerables «cortocircuitos». Muchos depósitos apenas quedan enterrados antes de que vuelvan a ser erosionados, y muchas rocas de gran profundidad no consiguen llegar a aflorar en superficie antes de que la región en la que se encuentran vuelva a hundirse. El diagrama representa un esbozo de los conceptos geológicos que por vez primera Hutton convirtió en una ciencia organizada, esbozo que, sorprendentemente, apenas contiene modificaciones respecto a las ideas de Hutton.

El principal punto de desacuerdo actual se refiere al nivel concreto o gama de niveles en los que se produce fusión responsable de la erupción de coladas de lavas y tobas ácidas. En la figura 30.39 la región de fusión se ubica muy arriba en el lado izquierdo, de acuerdo con la evidencia tectónica ya indicada que implica el ascenso de rocas graníticas esencialmente como masas sólidas. Los que consideran el granito como cristalizado a partir de una fusión colocarían la región de fusión de las rocas de composición granítica debajo del círculo más externo.

Un problema importante aún pendiente es cómo explicar la concentración de calor, en el lado continental de la «línea andesítica» sobre corteza oceánica *fría* que se está hundiendo hacia el manto. Allí donde actualmente los volcanes son particularmente activos en estos sitios, el gran calor está acompañado de voluminosas emisiones de gases volcánicos. Por eso es natural suponer que estos «puntos calientes» del globo, pasados y presentes, deben por lo menos parte de su calor al ascenso localizado de gases reactivos calientes (figura 31.13). Estos gases son las emanaciones de las figuras 30.39 y 31.13.

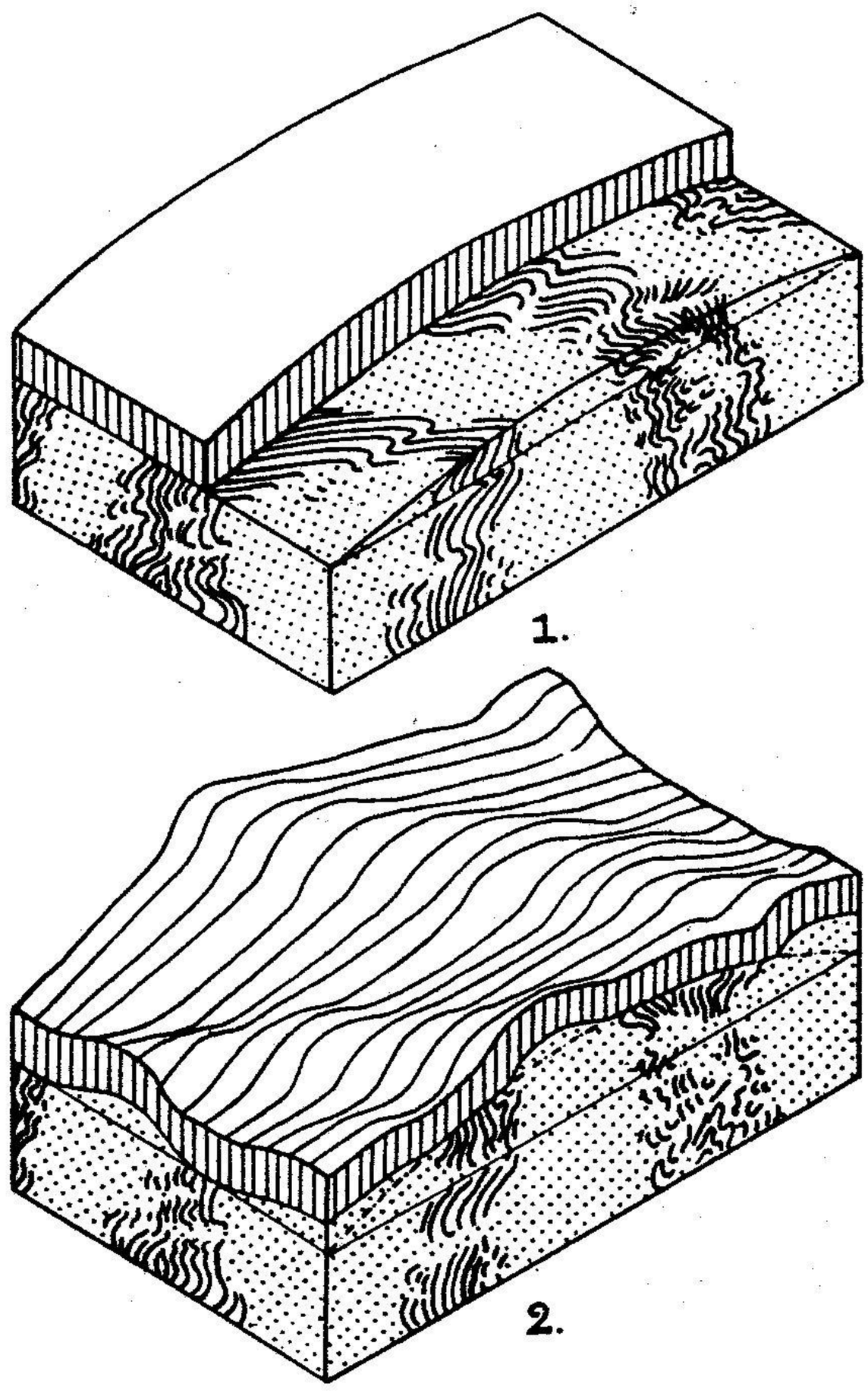


Figura 30.38. Diagrama que ilustra un posible origen de pliegues cruzados.

1. Rocas relativamente modernas que están sobre rocas de zócalo caracterizadas por bandas ricas en granito (punteado) y pobres en granito (rayado en curvas).
2. Con el ascenso del frente migmatítico las bandas ricas en granito fluyen hacia arriba, abombando y flexionando la superestructura que las recubre. Los pliegues cruzados resultantes en la superestructura se orientan según la dirección de las rocas del zócalo (*E. Wegmann,* 1935).

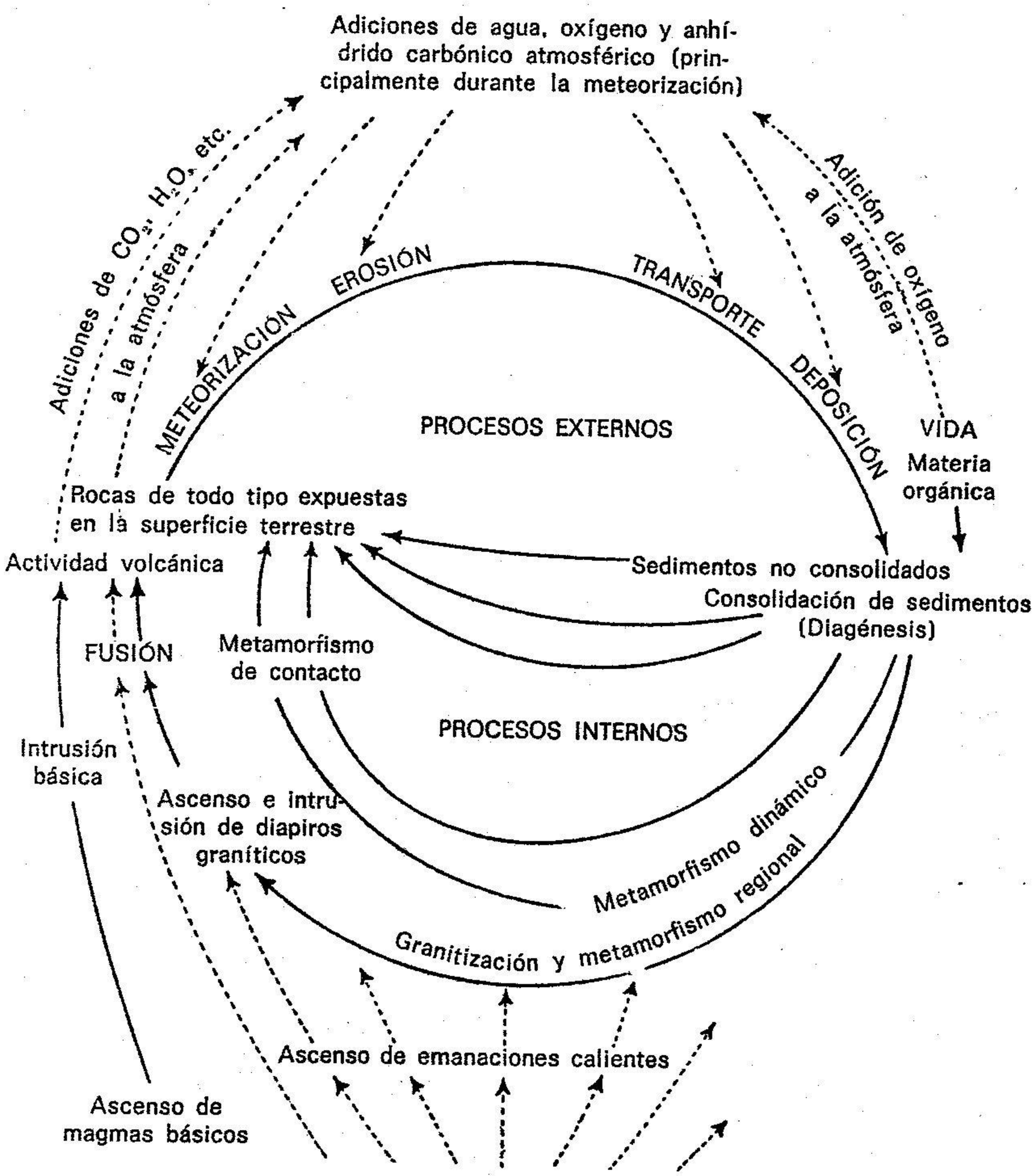


Figura 30.39. Ciclo geológico de transformación de las rocas

Este tipo de problema apenas se plantea con las rocas ígneas de origen basáltico, ya que la mayoría de lavas basálticas se originan en el manto. En el otro extremo hay determinadas rocas, de las cuales la sal gema es el ejemplo más conocido, que pueden cerrar su «ciclo» en la parte alta de la corteza con muy escasa o nula influencia de otros procesos que no sean la simple presión diferencial debida a la gravitación. Se acumulan gruesas capas de sal tal como se ha descrito (pág. 101) y después de quedar enterradas bajo otros sedimentos se convierten en la fuente de asombrosas intrusiones conocidas como columnas o domos de sal. Algunos de ellos llegan a la superficie, donde la sal se disuelve y regresa a las aguas oceánicas de las que salió hace muchísimos millones de años.

Referencias seleccionadas

Baer, A., 1959, 'L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar. (Relations du socle avec la couverture)', *Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles*, vol. 82, pp. 1–160.

Berthelsen, A., 1960, 'Structural studies in the Pre-Cambrian of Western Greenland, II: Geology of Tovqussap Nunâ', *Meddelelser om Grønland*, vol. 123, No. 1.

Dewey. J. F., and Bird, J. M., 1970, 'Mountain belts and the new global tectonics', *Journal of Geophysical Research*, vol. 75, pp. 2625–47.

Dietz, R. S., 1963, 'Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building', *Journal of Geology*, vol. 71, pp. 314–33.

GANSSER, A., 1973, 'Facts and Theories on the Andes' (Twenty-sixth William Smith Lecture), *Journal of the Geological Society*, vol. 129, pp. 93–131.
GÜNTHERT, A. W., 1956–7, 'Über das Alpine Alter der Penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplon Region', *Geologische Rundschau*, vol. 45, pp. 194–202.
GÜNZLER-SEIFFERT, H., 1952, 'Alte Brüche im Kreide-Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein', *Geologische Rundschau*, vol. 40, pp. 211–39.
HALLER, J., 1955, 'Der "Zentrale Metamorphe Komplex" von NE Grönland', *Meddelelser Om Grønland*, vol. 73, København.
HARRISON, J. V., and FALCON, N. L., 1934, 'Collapse structures', *Geological Magazine*, vol. 71, pp. 529–39; see also *Quarterly Journal of the Geological Society*, vol. 92, pp. 91–102, 1936.
KAY, M., 1951, 'North American geosynclines', *Geological Society of America*, Memoir 48.
KÜNIG, E., 1956, 'Geology and ophiolite problems of East-Celebes', *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlandsch Geolofisisch-Mijnbouwkundig Genootschap, Geological Series*, vol. 16. Gedenkboek H.A. Brouwer.
NABHOLZ, M., 1954, 'Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar Massif-Feengebirge, *Geologische Rundschau*, vol. 42, pp. 155–71.
SCHROEDER, J. W., 1946, 'Mylonites ou brèches sédimentaires', *Compte Rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, pp. 37–9.
SUTTON, J., 1960, 'Some crossfolds and related structures in Northern Scotland', *Geologie en Mijnbouw*, vol. 39, pp. 149–62.
TRÜMPY, R., 1960, 'Paleotectonic evolution of the central and western Alps', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 71, pp. 843–908.
WEGMANN, C. E., 1935, 'Zur Deutung der Migmatite', *Geologische Rundschau*, vol. 26, pp. 305–50.
— 1961, 'Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé)', *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala*, vol. 40, pp. 169–82.
— 1962–3, 'L'exposé original de la notion de faciès par A. Gressly (1814–1865)', *Sciences de la Terre*, vol. 9, Nancy, pp. 84–119.